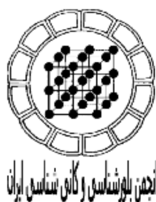
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارۀ دوم، تابستان ۱۴۰۰، از صفحۀ ۳۸۵ تا ۴۰۲



بررسی نقش جدایش‌بلوری، آلایش‌پوسته‌ای و آمیزش ماگمایی در تشکیل توده‌های نفوذی میزبان فیروزه در معدن فیروزه- طلای دامغان، جنوب دامغان

امیر امام جمعه*، احمد جهانگیری، محسن مؤذن

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۳/۳۱، نسخه نهایی: ۹۹/۷/۱۲)

چکیده: توده‌های نیمه‌عمیق دیوریتی، گرانودیوریتی و گنبد ریولیتی در معدن فیروزه- طلای دامغان به سن ائوسن در غرب کمربند ماگمایی ترود-چاه شیرین، توالی‌های آتشفشانی ائوسن پیشین را قطع کرده‌اند. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که هر سه توده هم خاستگاه هستند و ماگمای مادر آن‌ها در صعود به دلیل فرآیندهای جدایش بلوری، آلایش پوسته‌ای و آمیختگی ماگمایی سبب ایجاد ماگماهای گرانودیوریتی، دیوریتی و ریولیتی شده است. جدایش الیوین، زیرکن، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلازکلسیم و هورنبلند در تشکیل ماگمای گرانودیوریتی نقش مؤثری داشته‌اند. آلایش پوسته‌ای و جدایش آپاتیت و پلاژیوکلاز کلسیم مهمترین نقش را در تشکیل ماگمای ریولیتی داشته است. فلدسپات پتاسیم تا آخرین مراحل جدایش حضور داشته است. در کنار شواهد صحرایی، وجود سوزن‌های آپاتیت، خوردگی و منطقه‌بندی معکوس و نوسانی در پلاژیوکلازهای دارای منطقه بندی، نوع برونبوم و شواهد زمین شیمیایی سنگ کل (نسبت‌های Nb/Y و Nb/Zr به Nb، Rb/Sr و Sr/Zr به Ti/Zr وRb به Rb/Sr) آمیختگی ماگمایی بین ماگمای گرانودیوریتی با ماگمایی مافیک را تایید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: *گرانودیوریت؛ آمیختگی ماگمایی؛ جدایش بلوری؛ آلایش پوسته‌ای؛ دامغان.*

مقدمه

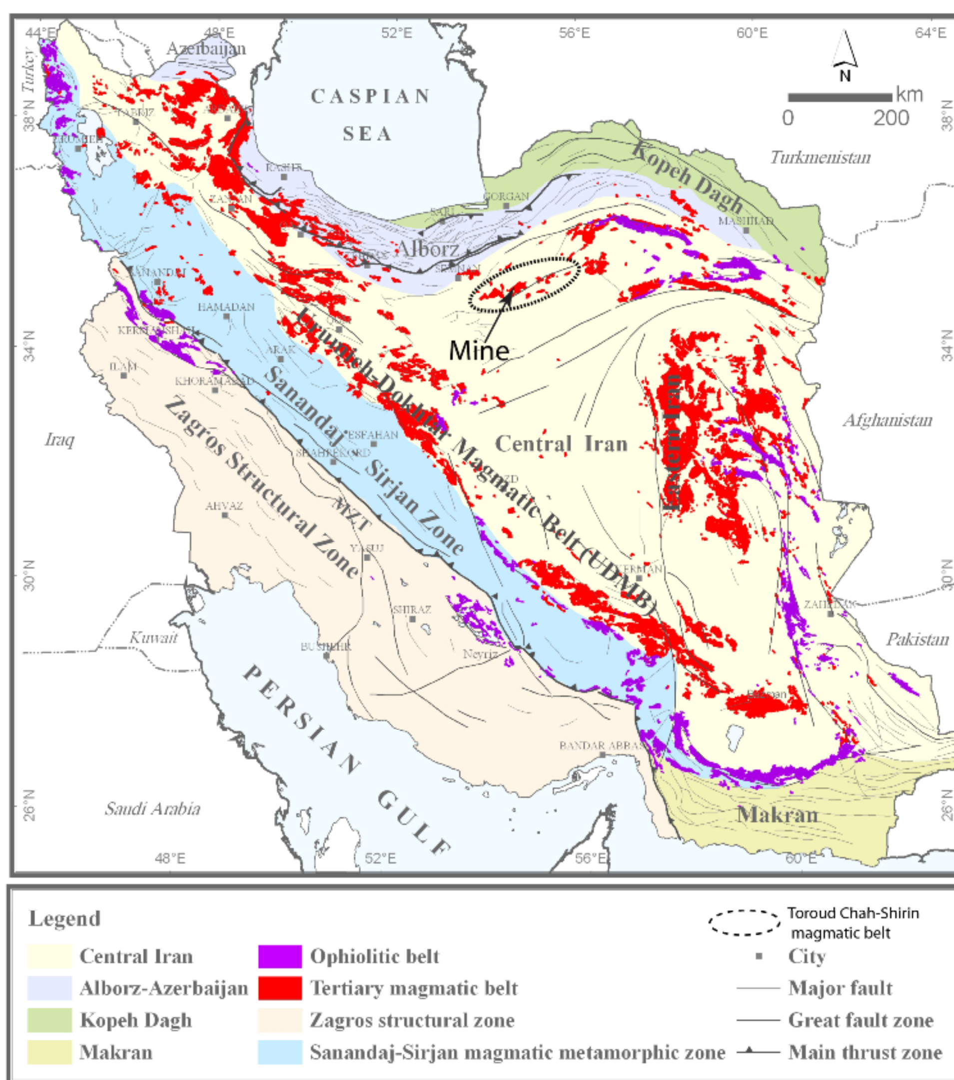
منطقه مورد بررسی با نام اصلی معدن فیروزه-طلای دامغان (با کوه زر و یا باغو) در استان سمنان و در ۹۰ کیلومتری جنوب شهر دامغان قرار دارد و از راه آسفالته دامغان- سرکویر می‌توان به این منطقه دسترسی داشت. جایگاه منطقه در نقشه فعالیت ماگمایی ایران [۱] در شکل مشخص شده است (شکل ۱). این منطقه در کمان آتشفشان- نفوذی ترود- چاه‌شیرین و در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود [۲]، در رخنمون‌های آتشفشانی- برشی داسیتی و در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان [۳]، در سنگ‌های داسیتی و داسیتی-آندزیتی دگرسان شده [۴، ۵] و توده کوارتز دیوریت و کوارتز مونزودیوریت قرار دارد. بر پایه پژوهش‌های سنگ‌شناسی، عمق جای‌گیری توده‌های نیمه عمیق این کمان دو تا سه و نیم کیلومتر برآورد شده است برخی پژوهشگران معتقدند که نیروهای کششی در محیطی کششی-جدایشی عامل فعالیت‌های ماگمایی سنوزوئیک این کمان است [۶-۸]. در جدیدترین پژوهش، فعالیت ماگمایی منطقه در ارتباط با فرآیندهای ماگمازایی پسا برخوردی اقیانوس تتیس جوان در نظر گرفته شده است [۹]. در این پژوهش، ما بر پایه بازدیدهای صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمی سنگ کل و شیمی کانی پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی نقش فرآیندهای تبلورجدایشی، آلایش و آمیختگی ماگمایی را در تشکیل ماگماهای گرانودیوریتی، دیوریتی و ریولیتی بررسی کرده‌ایم.

روش پژوهش

بر پایه داده‌های پیشین، بررسی‌های صحرایی با برداشت ۲۰۰ نمونه سنگی (با تمرکز بر توده‌های نیمه‌عمیق میزبان

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۴۳۹۴۳۸۲، نمابر: ۰۴۱۱۳۳۵۶۰۳۱، پست الکترونیکی: amiremamj@yahoo.com

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.9.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.385]



شکل ۱ موقعیت منطقه مورد بررسی و معدن فیروزه- طلای دامغان (علامت پیکان) و کمان آتشفشانی- نفوذی ترود چاه شیرین (منحنی خط چین) در نقشه فعالیت ماگمایی ایران برگرفته از مرجع [۱] با تغییرات جزئی.

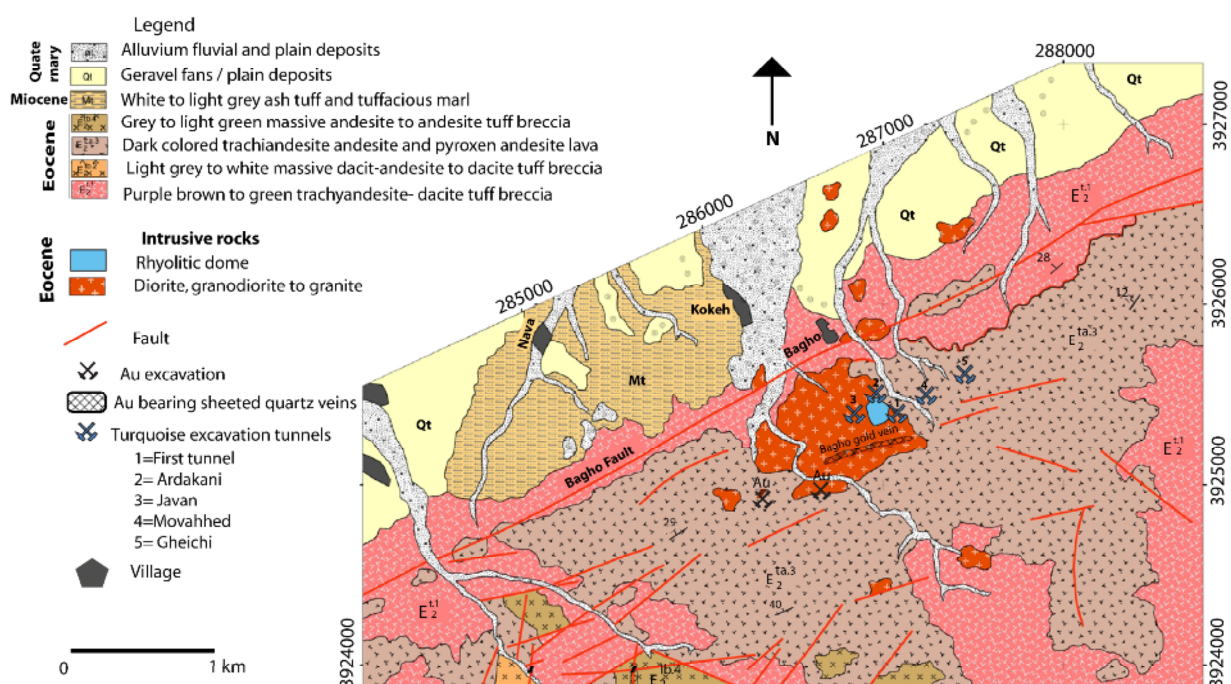
کانی‌سازی فیروزه) انجام شد. پس از تهیه ۶۰ مقطع نازک و نازک- صیقلی و بررسی سنگ‌نگاری آن‌ها، تعداد ۳۳ نمونه سالم و بدون هیچ اثر کانه‌سازی (حتی در مقیاس میکروسوپی)، برای تجزیه شیمیایی به روش‌های طیف سنجی فلئورسانس پروتوی x (XRF) با دستگاه ($PANalytical\ Axios^{mAX}$) و (LA-ICP-MS) با (Agilent 7700) انتخاب شدند. ۵۰ تا ۱۰۰ گرم از هر نمونه با چکش هیدرولیکی خرد و با هاون عقیق پودر شده (کوچکتر از ۱۰۰ میکرومتر) و سپس از آن‌ها قرص فشرده و نیز قرص‌های شیشه‌ای همگن تهیه شد. داده‌های مربوط به اکسیدهای اصلی از تجزیه شیشه‌های ذوب شده همگن (ذوب لیتیوم متا بورات) و عناصر فرعی حاصل تجزیه قرص‌های فشرده هر دو به روش XRF و داده‌های مربوط به عناصر خاکی نادر از تجزیه شیشه‌های ذوب شده همگن به روش LA-ICP-MS در انجمن علوم زمین، دانشگاه لوزان سوئیس به‌دست آمد. برای اندازه‌گیری مواد فرار (LOI)، ۲ گرم از پودر هر نمونه به مدت ۴ در کوره الکتریکی ساعت ۸۵۰ درجه سانتیگراد قرار داده شد. بهسازی داده‌های LA-ICP-MS با نرم افزار LAM انجام شد. سه عنصر فرعی Ga، V و Cu از نتایج تجزیه XRF (قرص فشرده) برداشت شد شیشه همگن شده استاندارد SRM 612 به عنوان استاندارد خارجی LA-ICP-MS در نظر گرفته شد. تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی با ریز پردازشگر الکترونی EPMA مدل JEOL JXA-8530F-Hyperprobe بر مقاطع نازک- صیقلی پوشش داده شده با گرافیت، در همان مرکز

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.385]

صورت گرفت. محاسبات عنصرسنجی پلاژیوکلازها بر پایه اکسیژن ۸ انجام شده است.

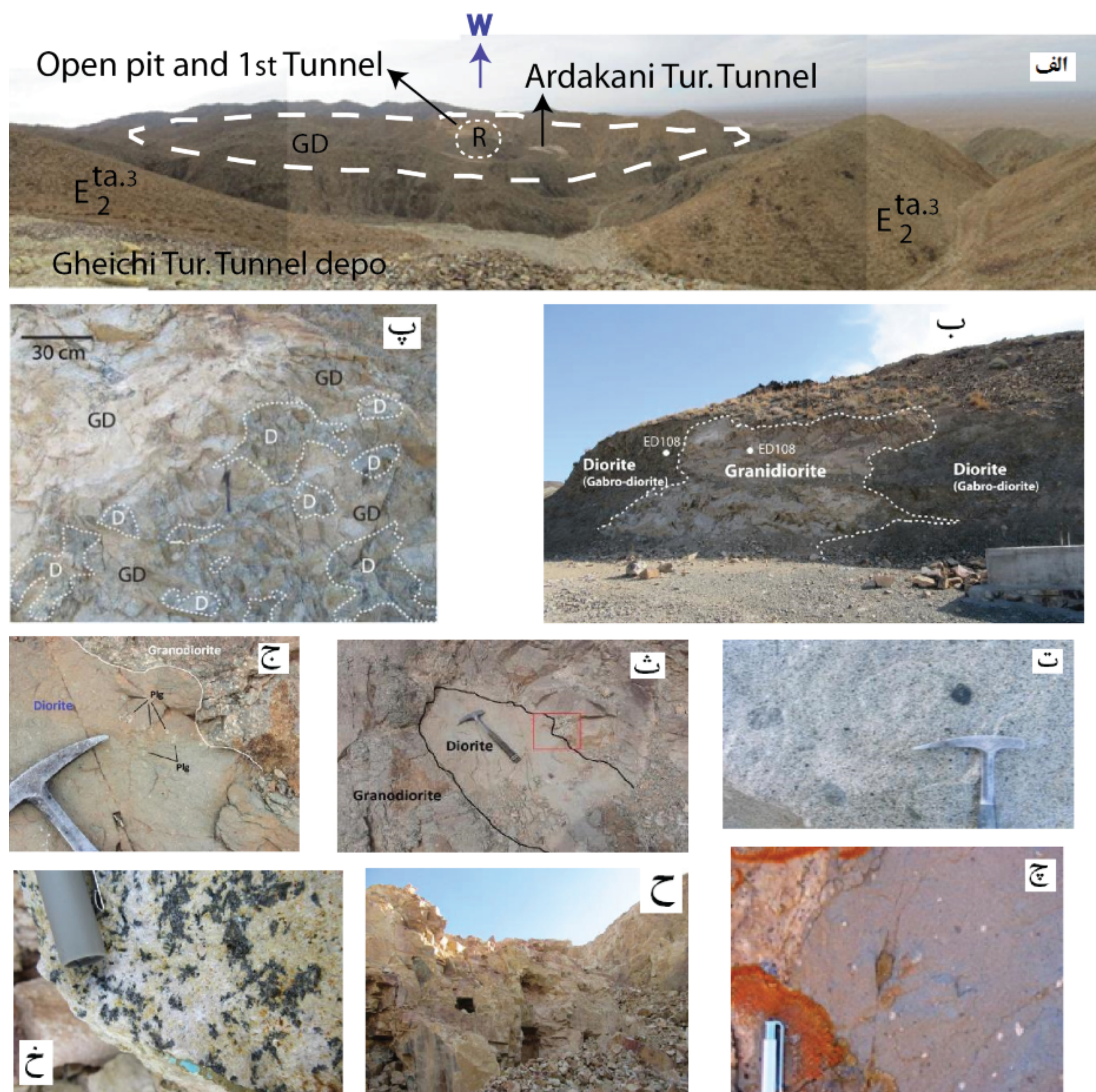
زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در کمان آتشفشان-نفوذی ترود چاه شیرین و در پهنه ساختاری شامل ایران میانی یا پهنه گذر ایران مرکزی- البرز جای دارد [۱۰]. این کمان در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود [۲] و منطقه در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان [۳] قرار دارد. کمان ترود-چاه شیرین شامل توالی‌های رسوبی و سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین تا رسوب های تخریبی و تبخیری میوسن به همراه رخساره‌های آتشفشانی ائوسن و توده‌های نفوذی عمیق تا نیمه‌عمیق گرانودیویتی، گرانیتی و مونزونیتی ائوسن- الیگوسن است. دایک‌های مافیک و فلسی آخرین تظاهرات ماگمایی این کمان هستند [۲]. این کمان در مرز بین گسل ترود در جنوب و گسل رباعی-کوه زر در شمال قرار دارد [۱۱،۶]. سنگ میزبان کانه‌زایی فیروزه و طلا توده گرانودیوریتی و گنبد ریولیتی و با اهمیت بسیار کمتر توده دیوریتی است. براساس بررسی های صحرایی و نتایج پیشین [۳، ۹، ۱۲]، زمان جایگیری توده‌ها را می‌توان از قدیم به جدید به صورت زیر در نظر گرفت (شکل ۲): ۱- توده نفوذی نیمه‌عمیق پورفیری و گاهی عمیق دانه‌ای با ترکیب صحرایی گرانودیوریتی تا کوارتزمونزونیتی. رنگ نمونه دستی این سنگ‌ها خاکستری روشن است و درشت بلورهای فلدسپات در آن دیده می‌شود. این توده به ویژه در بخش غربی منطقه دارای برونبوم‌های ریزبلور مافیک فراوان است (شکل‌های ۳ الف تا ج). ۲- توده‌های نفوذی کوچک ریز بلور و گاهی پورفیری با ترکیب صحرایی دیوریت که در توده گرانودیوریتی نفوذ کرده‌اند. رنگ رخنمون و نمونه دستی این سنگ‌ها خاکستری-سبز است و بلورهای پلاژیوکلاز به راحتی در آن دیده می‌شود (شکل‌های ۳ الف تا پ). ۳- توده نفوذی کوچک گنبدی‌شکل با بافت پورفیری و ترکیب صحرایی ریولیت که فقط در یک بخش از منطقه (حفره روباز قدیمی استخراج فیروزه) رخنمون دارد و توده گرانودیوریتی را قطع نموده است. رنگ این توده سفید تا کرم روشن است و بلورهای فلدسپات و تورمالین افشان و شعاعی در آن دیده می‌شوند (شکل‌های ۳ الف، ح و خ). در این توده، هیچ برونبوم مرز با توده دیوریتی دیده نشد. ۴- دایک‌های مافیک به عرض نیم تا سه متر و رگه‌های تورمالین-کوارتز به عرض۱۰ تا ۱۷۰ سانتی‌متر آخرین تظاهرات ماگمایی- گرمابی منطقه هستند [۱۴،۱۳]. شاهدی برای قطع شدن توده گنبدی شکل ریولیتی توسط دایک یا رگه‌های کوارتز- تورمالین دیده نشد.



شکل ۲ موقعیت منطقه مورد بررسی در بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۴۰۰۰۰ باغو، دارستان، برگرفته از مرجع [۱۱] با تغییرات.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.9.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.385]

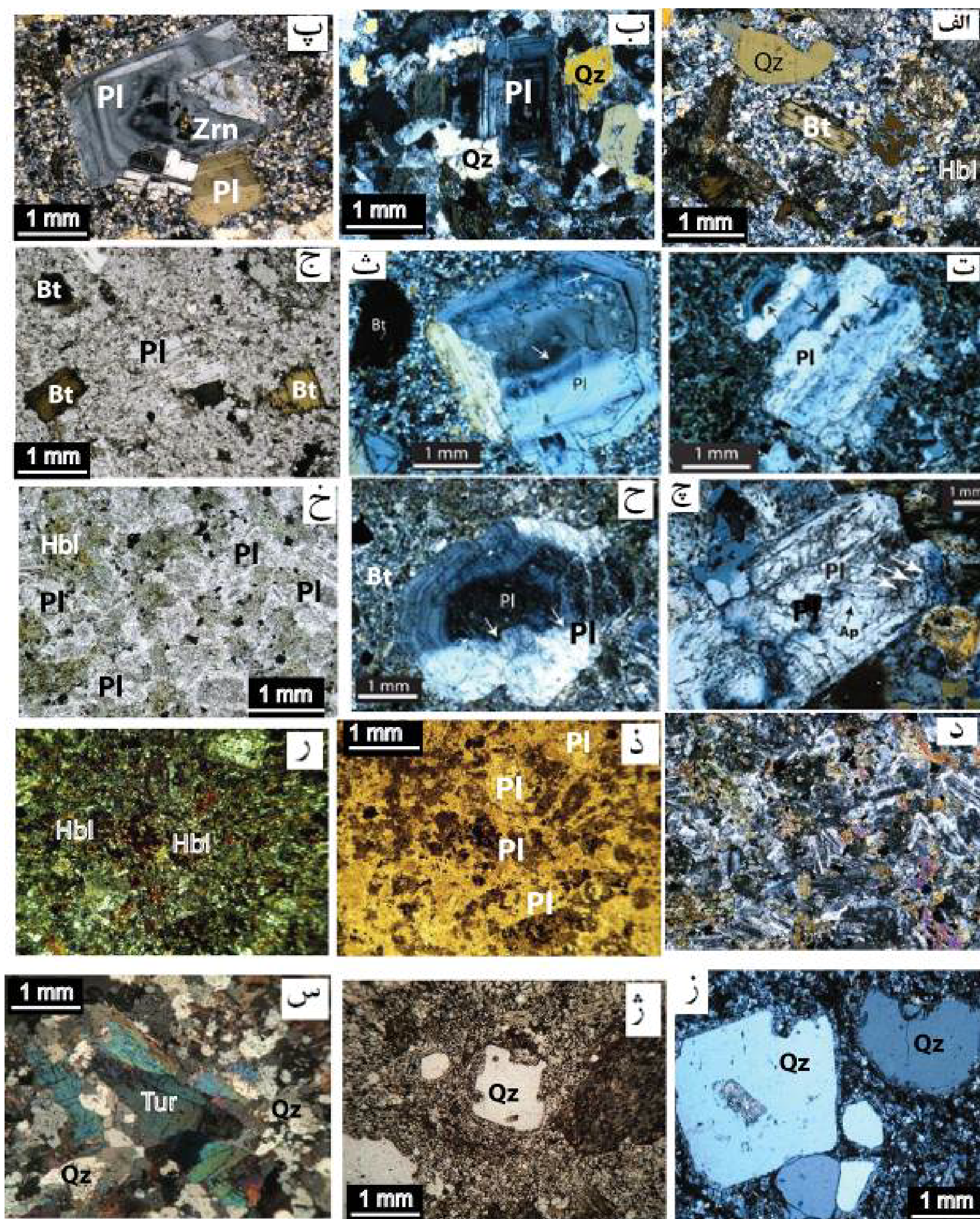


شکل ۳ الف- نمایی از توده گرانودیوریتی (GD)، توده گنبدی‌شکل ریولیتی (R) و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن E^{tv} ، دید از تونل قیچی به سمت غرب و شمال‌غرب. ب –نفوذ توده گرانودیوریتی در توده دیوریتی (نمونه ED108) در محل حفاری‌های قدیمی معدن در جنوب شرق حفره روباز. پ – توده نیمه عمیق گرانودیوریتی همراه با برونبوم‌های دیوریتی. ت- درشت بلورهای پلاژیوکلاز نامتجانس در برونبوم دیوریتی. ث- نمایی از برونبوم‌های مافیک در توده گرانودیوریت با لبه‌های سینوسی. ج: تصویر بزرگ شده مستطیل قرمز تصویر ث که بلورهای پلاژیوکلاز درشت نیز در آن مشخص است. چ – درشت بلورهای پلاژیوکلاز توده گرانودیوریتی در برونبوم مافیک. ح- نمایی از توده ریولیتی در محل حفره استخراجی. خ: کانی‌سازی تورمالین شعاعی و رگچه فیروزه در گنبد ریولیتی (GD = توده گرانودیوریتی، R = توده گنبدی شکل ریولیتی و D= توده دیوریتی).

سنگ‌نگاری

گرانودیوریت: توده گرانودیوریت بافتی پورفیری، بلورین و گاهی دانه‌ای همسان‌دانه دارد. پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۴۰ درصد حجمی و بیشتر دارای منطقه‌بندی و ماکل چند ریخت)، کوارتز (۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۰ تا ۲۰ درصد حجمی)، ارتوز (۵ تا ۱۰ درصد حجمی) و مقدار کمی هورنبلند (تا ۵ درصد حجمی) کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۴ الف تا ح). زیرکن و آپاتیت به‌صورت میانبار کانیایی در پلاژیوکلازها و کوارتز دیده می‌شوند (شکل‌های ۴ پ و چ). آثار خوردگی و میانبارهای سوزنی‌شکل آپاتیت در پلاژیوکلازها از ویژگی‌های پلاژیوکلازهای این توده است که در بحث آمیزش ماگمایی توضیح داده می‌شود (شکل‌های ۴ ت، ث،چ و ح).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.9.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.385]



شکل ۴ الف: تصویر میکروسکوپی کوارتز، بیوتیت و کمی هورنبلند در زمینه‌ای از کوارتز، پلاژیوکلاز و گرانودیوریت در نور قطبیده متقاطع (xpl)، ب: تصویری از بخش‌های عمیق توده گرانودیوریتی که بافت دانه‌ای و بلورهای پلاژیوکلاز با و بدون منطقه بندی، کوارتز و بیوتیت در آن‌ها مشخص است، xpl . پ تا ث: آثار خوردگی و بازجذب در پلاژیوکلازهای با منطقه بندی (با پیکان‌های سیاه و سفید) توده گرانودیوریتی، xpl. بلور میانبار پیشزاد زیرکن در تصویر پ دیده می‌شود. ج: بلورهای بیوتیت و پلاژیوکلاز در زمینه بلورین از کوارتز و پلاژیوکلاز نمونه ED181 ،xpl. چ و ح: آثار خوردگی و بازجذب در پلاژیوکلازهای با منطقه بندی (با پیکان‌های سفید) در توده گرانودیوریت. بلورهای سوزنی شکل آپاتیت در تصویر چ دیده می‌شود. (نمونه ED156 ، xpl). خ و د: بلورهای پلاژیوکلاز کلسیمی، هورنبلند، کلینوپیروکسن و کمی بیوتیت که سازای اصلی مافیک ترین نمونه توده دیوریتی (دیوریت-گابرو نمونه ED108)هستند، به ترتیب در نور قطبیده صفحه‌ای (ppl) و (xpl). ذ و ر: برونبوم دیوریتی در میزبان گرانودیوریتی (نمونه ED-174) که شامل پلاژیوکلازهای کلسیمی، هورنبلند است. به ترتیب ppl وxpl . ز و ژ: بلورهای کوارتز با لبه‌های خلیجی در زمینه‌ای ریز بلور از کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپات‌پتاسیم در گنبد ریولیتی ED21-5، xpl. س: بلورهای تورمالین خودشکل در زمینه‌ای از کوارتزهای ثانویه گنبد ریولیتی، xpl (Zrn: زیرکن، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، Qz کوارتز، Ap: آپاتیت و Tur: تورمالین [۱۵]).

دگرسانی‌ها شامل سریسیتی‌شدن فلدسپات، کلریتی‌شدن بیوتیت‌ها و آمفیبول‌ها و کائولینیتی شدن برخی از ارتوزها هستند. زمینه ریزبلور ولی کاملاً بلورین شامل کوارتز و پلاژیوکلاز است. برونبوم‌های موجود در این توده ریزبلور، بدون کانی‌های دگرگونی و بدون لبه های واکنشی هستند و از دیدگاه سنگ نگاری، بافت و ترکیبی شبیه به نمونه‌های کمتر جدایش یافته و مافیک‌تر توده دیوریتی (نمونه ED108) دارند (شکل های۴ ذ و ر).

دیوریت: کانی‌های اصلی توده دیوریتی شامل پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۶۵ درصد حجمی)، پیروکسن (۱۰ تا ۲۰ درصد حجمی)، بیوتیت (۵ تا ۱۰ درصد حجمی)، کمی آمفیبول (۲ تا ۵ درصد حجمی) و گاهی کوارتز (تا ۵ درصد حجمی) هستند (شکل‌های ۴ خ و د). مرز برونبوم‌های این توده در گرانودیوریت به‌صورت منحنی سینوسی و غیر سوخته (غیر واکنشی) دیده می‌شوند. گاهی این توده بافت پورفیری نشان می‌دهد و درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز توسط کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز در بر گرفته شده‌اند. از دیدگاه سنگ‌نگاری، این توده از گابرو- دیوریت تا دیوریت کوارتزدار در تغییر است.

گنبد ریولیتی: کانی‌های تشکیل‌دهنده توده گنبدی‌شکل ریولیتی شامل کوارتزهای خلیجی (۳۰ تا ۴۰ درصد)، ارتوز (۲۰ تا ۳۰ درصد) و پلاژیوکلاز (۲۰ تا ۲۵درصد) هستند (شکل‌های ۴ ز تا س). بافت این توده پورفیری با درشت بلورهای فلدسپات است. کانی تورمالین (افشان و رگچه تورمالین-کوارتز) در بیشتر مناطق توده گنبدی‌شکل ریولیتی دیده می‌شود (شکل ۴س). زمینه آن بدون شیشه و ریز بلورتر از زمینه توده گرانودیوریت است. وجود کوارتزهای خلیجی فراوان و تورمالین وجه تفکیک این توده از دیگر سنگ‌های منطقه است.

زمین شیمی

نتایج تجزیه زمین شیمیایی ۳۳ نمونه سنگ کل برای عناصر اصلی و فرعی در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده‌اند. جانمایی نمونه‌ها در نمودار R1-R2 [۱۶] نشان می‌دهد که نمونه‌های دیوریتی در گستره به نسبت وسیعی از گابرو- دیوریت، دیوریت، مونزودیوریت تا مونزونیت قرار دارند. توده گرانودیوریت در گستره گرانودیوریت تا گرانیت و نمونه‌های توده گنبدی‌شکل ریولیتی در گستره گرانیت (ریولیت) قرار می‌گیرند (شکل ۵). افزون بر این نمونه‌ها، تعداد ۷ نمونه از بررسی‌های پیشین [۱۷] در نام گذاری و نمودارهای هارکر [۱۸] استفاده شد که با نشانه متفاوت مشخص شده‌اند. بر اساس نمودارهای وابستگی اکسیدهای اصلی با مقدار SiO_2 (شکل ۶)، با افزایش مقدار SiO_2، مقدار TiO_2، FeO, MgO، CaO ، Mg≠ و تا اندازه‌ای Al_2O_3 کاهش یافته و مقدار K_2O افزایش می‌یابد. Na_2O رفتاری کاهشی ولی بی نظم نشان می- دهد (شکل ۶). افزایش SiO_2 با کاهش مقدار عناصر Eu, Y ,Sr و افزایش Rb، La/Yb, Ce/Yb و نسبت A/CNK و K_2O/Na_2O همراه است. رفتار باریم افزایشی ولی با الگوی نامنظم است. رفتار زیرکونیوم نسبت به تغییرات SiO_2 الگوی به صورت منحنی زنگوله‌ای شکل را نشان می‌دهد.

مقدار عناصر خاکی نادر نمونه‌ها به‌هنجار شده به کندریت [۱۹] (شکل‌های ۷ الف تا ت)، نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها غنی‌شدگی قابل توجهی در عناصرخاکی نادر سبک (LREE) و غنی‌شدگی جزئی در عناصر خاکی نادر متوسط (MREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) نشان می‌دهند. با وجود الگوی نسبتاً مشابه در روند کلی عناصر خاکی نادر (REE)، تفاوت‌هایی نیز دیده می‌شود. نمونه‌های دیوریتی در HREE شباهت بسیاری به میانگین پوسته بالایی قاره‌ای [۲۰] و تا اندازه‌ای بازالت پشته های میان اقیانوسی (MORB) نشان می‌دهند، ولی در LREE، غنی شدگی آشکاری نسبت به کندریت‌ها، MORB و میانگین پوسته بالایی قاره‌ای دارند. این تهی شدگی از HREE در گرانودیوریت‌ها (شکل ۷ پ) بیشتر و در نمونه‌های ریولیتی (شکل ۷ ت) بسیار بیشتر است. ناهنجاری منفی در Eu در نمونه‌های ریولیت بسیار نمایان است، در صورتی که این تهی‌شدگی در نمونه‌های گرانودیوریتی و دیوریتی دیده نمی‌شود. بیشترین غنی‌شدگی LREE/HREE مربوط به نمونه‌های ریولیتی و کمترین آن مربوط به توده‌های دیوریتی است. همه نمونه‌های ریولیتی ناهنجاری منفی در Eu و تفاوت آشکاری در *Eu/Eu (۰٫۵ تا ۱٫۰۴) و مقادیر کلی HREE و MREE با دیگر نمونه‌ها نشان می‌دهند (شکل‌های ۷ الف تا ت). نمودار عنکبوتی بهنجارشده به کندریت [۱۹] نشان می‌دهد که بیشتر عناصر به ویژه K، Rb، Th و U غنی‌شدگی شدید و عناصر Ta، Nb، Ti تهی شدگی دارند (شکل ۷ ث). Sr در ریولیت‌ها به شدت تهی شده

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.9.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.385]

است ولی در بیشتر دیوریت‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهد همچنین بیشترین غنی‌شدگی K و Rb و بیشترین تهی شدگی Ti در نمونه‌های ریولیتی دیده می‌شود. بهنجارسازی بر اساس گوشته اولیه [۲۱] (شکل ۷ ج)، نیز نشان از تهی شدگی P و غنی شدگی شدید Cs, Rb, Ba, Th, U و Pb در ریولیت‌ها دارد. تهی‌شدگی عناصر Ta,Nb و Ti در بهنجارسازی با گوشته اولیه نیز تأیید می‌شود (شکل ۷ج) . تهی شدگی Nb و Ta در مقایسه با میانگین پوسته قاره‌ای بالایی (شکل ۷ چ) نیز دیده می‌شود [۲۰، ۲۱]. غنی شدگی P و Sr در گرانودیوریت و دیوریت و تهی شدگی شدید آن در ریولیت‌ها نمایان است.

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی سی وسه نمونه سنگی به روش XRF (تجزیه شیشه همگن برای اکسیدهای اصلی و قرص‌های فشرده برای عناصر V,Cu و Ga).

		XRF													
نمونه ها	واحد سنگی	SiO_2 %	TiO_2 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	MnO %	MgO %	CaO %	Na_2O %	K_2O %	P_2O_5 %	LOI	V ppm	Cu ppm	Ga ppm
ED104	D	۵۵٫۹۸	۰٫۸۰	۱۶٫۸۴	۹٫۴۱	۰٫۱۲	۳٫۳۹	۶٫۲۱	۴٫۲۵	۲٫۷۲	۰٫۳۱	۱٫۱۴	۲۱۲٫۶۰	۲۸۰٫۹۰	۱۹٫۹۰
ED160	D	۵۹٫۲۵	۰٫۶۸	۱۷٫۵۹	۶٫۲۷	۰٫۱۳	۲٫۷۵	۵٫۵۵	۴٫۱۱	۲٫۹۰	۰٫۳۲	۱٫۰۹	۱۲۹٫۹۰	۹۵٫۹۰	۱۹٫۲۰
ED108	D	۵۲٫۵۳	۰٫۹۷	۱۸٫۱۷	۹٫۱۷	۰٫۲۱	۵٫۰۵	۸٫۳۶	۳٫۵۱	۱٫۳۶	۰٫۳۲	۱٫۴۱	۲۴۰٫۹۰	۱۳۳٫۸۰	۲۱٫۶۰
ED164	D	۵۶٫۸۲	۰٫۷۴	۱۷٫۹۲	۹٫۱۳	۰٫۰۸	۴٫۸۹	۳٫۳۰	۴٫۳۰	۲٫۱۹	۰٫۳۳	۲٫۶۸	۲۳۲٫۳۰	۱۷۷٫۳۰	۱۸٫۶۰
ED37	GD	۶۸٫۳۷	۰٫۴۲	۱۵٫۲۳	۳٫۵۱	۰٫۰۶	۱٫۵۲	۲٫۵۸	۳٫۹۵	۴٫۲۲	۰٫۱۸	۱٫۳۷	۵۲٫۲۰	۱۵۲٫۵۰	۱۵٫۱۰
ED78-4	GD	۶۹٫۴۰	۰٫۴۶	۱۸٫۵۹	۱٫۵۷	۰٫۰۱	۰٫۴۹	۱٫۱۰	۳٫۴۶	۳٫۶۴	۰٫۰۶	۳٫۶۹	۴۷٫۲۰	۷۰۱٫۰۰	۱۶٫۳۰
ED96	GD	۶۴٫۹۷	۰٫۵۹	۱۶٫۵۱	۵٫۶۲	۰٫۰۴	۲٫۰۲	۰٫۷۸	۴٫۱۸	۴٫۸۷	۰٫۳۱	۲٫۲۲	۱۲۳٫۳۰	۱۰۷٫۲۰	۱۶٫۲۰
ED102	GD	۶۹٫۴۳	۰٫۴۵	۱۵٫۸۶	۳٫۶۱	۰٫۰۲	۱٫۷۱	۱٫۳۸	۳٫۵۲	۳٫۸۵	۰٫۲۰	۱٫۸۶	۵۷٫۸۰	۴۰۷٫۷۰	۱۶٫۴۰
ED107	GD	۶۷٫۳۱	۰٫۴۷	۱۶٫۰۴	۴٫۰۱	۰٫۰۵	۱٫۹۱	۲٫۵۰	۳٫۷۹	۳٫۵۵	۰٫۲۰	۱٫۸۲	۱۰۴٫۱۰	۱۹۸٫۱۰	۱۶٫۲۰
ED109	GD	۶۸٫۱۱	۰٫۴۲	۱۵٫۰۳	۳٫۶۸	۰٫۰۷	۱٫۶۰	۲٫۶۰	۳٫۹۴	۴٫۳۴	۰٫۱۹	۱٫۱۹	۵۱٫۸۰	۱۵۶٫۷۰	۱۵٫۴۰
ED111	GD	۶۷٫۹۹	۰٫۵۱	۱۶٫۲۷	۳٫۶۱	۰٫۰۲	۱٫۵۵	۱٫۶۸	۳٫۷۹	۳٫۵۲	۰٫۲۲	۲٫۸۰	۸۸٫۷۰	۱۴۸۷٫۸۰	۱۷٫۶۰
ED153	GD	۷۰٫۷۴	۰٫۴۴	۱۵٫۸۸	۲٫۴۶	۰٫۰۲	۱٫۷۳	۱٫۰۱	۳٫۶۶	۴٫۰۷	۰٫۲۰	۱٫۶۷	۶۷٫۶۰	۱۴۵٫۴۰	۱۵٫۷۰
ED156	GD	۶۸٫۷۸	۰٫۳۸	۱۵٫۲۷	۳٫۳۸	۰٫۰۷	۱٫۴۹	۲٫۸۷	۳٫۸۸	۳٫۸۷	۰٫۱۷	۰٫۷۵	۵۰٫۷۰	۹۴٫۸۰	۱۵٫۶۰
ED157.1	GD	۶۸٫۰۷	۰٫۴۴	۱۵٫۶۲	۳٫۸۶	۰٫۰۶	۱٫۷۰	۳٫۰۹	۳٫۹۷	۳٫۵۳	۰٫۲۰	۰٫۸۱	۶۳٫۵۰	۲۹٫۸۰	۱۶٫۱۰
ED158	GD	۶۹٫۰۷	۰٫۴۳	۱۵٫۷۴	۳٫۷۰	۰٫۰۷	۱٫۶۲	۲٫۷۴	۳٫۷۱	۳٫۹۵	۰٫۱۸	۰٫۸۵	۶۱٫۶۰	۱۱۶۵٫۵۰	۱۵٫۴۰
ED163	GD	۶۶٫۸۵	۰٫۴۵	۱۵٫۴۵	۵٫۳۴	۰٫۱۳	۱٫۶۹	۳٫۳۷	۳٫۱۴	۳٫۲۰	۰٫۲۲	۳٫۹۵	۶۳٫۳۰	۱۸۷٫۴۰	۱۵٫۳۰
ED169	GD	۶۶٫۱۷	۰٫۴۶	۱۵٫۷۶	۴٫۰۶	۰٫۰۷	۱٫۹۱	۳٫۷۴	۳٫۸۶	۳٫۷۵	۰٫۱۹	۰٫۹۰	۶۵٫۳۰	۸۱٫۵۰	۱۶٫۶۰
ED173	GD	۶۹٫۲۴	۰٫۴۰	۱۵٫۷۱	۳٫۷۶	۰٫۰۳	۱٫۵۲	۲٫۳۱	۳٫۷۲	۳٫۵۷	۰٫۱۷	۱٫۵۰	۶۱٫۱۰	۳۷۴٫۸۰	۱۵٫۸۰
ED177	GD	۶۹٫۲۶	۰٫۴۶	۱۵٫۸۳	۴٫۱۲	۰٫۰۳	۱٫۸۲	۱٫۱۷	۳٫۳۷	۳٫۸۷	۰٫۲۱	۵٫۳۹	۶۵٫۷۰	۱۸۳٫۹۰	۱۶٫۵۰
ED181	GD	۶۷٫۷۳	۰٫۴۵	۱۵٫۳۵	۳٫۹۶	۰٫۰۴	۱٫۹۲	۲٫۵۳	۳٫۶۲	۳٫۹۵	۰٫۲۱	۱٫۸۸	۶۹٫۲۰	۱۰۳٫۴۰	۱۵٫۸۰
ED182	GD	۶۶٫۱۵	۰٫۴۶	۱۵٫۱۹	۴٫۰۲	۰٫۰۵	۱٫۸۲	۲٫۷۰	۳٫۳۷	۴٫۴۷	۰٫۲۰	۲٫۱۵	۶۰٫۸۰	۸۳٫۹۰	۱۶٫۲۰
ED183	GD	۶۷٫۰۱	۰٫۴۵	۱۵٫۶۴	۳٫۸۸	۰٫۰۴	۱٫۸۳	۲٫۸۷	۳٫۷۹	۳٫۷۰	۰٫۲۱	۲٫۴۱	۷۳٫۴۰	۳۹٫۷۰	۱۶٫۰۰
ED191	GD	۶۷٫۷۳	۰٫۴۳	۱۵٫۵۸	۳٫۵۹	۰٫۰۴	۱٫۷۰	۲٫۳۲	۳٫۷۴	۴٫۱۶	۰٫۱۹	۱٫۴۶	۶۳٫۲۰	۳۷۰٫۳۰	۱۶٫۱۰
ED192	GD	۶۷٫۵۳	۰٫۳۹	۱۵٫۳۵	۳٫۵۸	۰٫۰۵	۱٫۷۸	۳٫۱۱	۳٫۵۹	۴٫۰۰	۰٫۲۰	۲٫۳۸	۸۲٫۵۰	۵۰۴٫۰۰	۱۶٫۲۰
ED193	GD	۶۸٫۴۶	۰٫۴۴	۱۵٫۱۲	۳٫۳۱	۰٫۰۶	۱٫۸۲	۲٫۴۹	۳٫۶۶	۴٫۲۳	۰٫۲۰	۱٫۸۸	۵۹٫۹۰	۴۶۲٫۰۰	۱۵٫۸۰
ED194	GD	۶۷٫۶۸	۰٫۴۴	۱۵٫۶۸	۳٫۸۲	۰٫۰۴	۱٫۸۶	۲٫۸۰	۳٫۹۰	۳٫۵۸	۰٫۲۱	۲٫۰۵	۶۳٫۹۰	۲۲٫۴۰	۱۶٫۳۰
ED196	GD	۶۷٫۹۳	۰٫۵۰	۱۷٫۰۴	۵٫۶۵	۰٫۰۱	۱٫۲۵	۰٫۰۷	۰٫۹۶	۵٫۶۹	۰٫۱۸	۴٫۲۹	۱۲۶٫۶۰	۶۹٫۰۰	۱۸٫۴۰
ED21-2	R	۷۴٫۱۲	۰٫۳۷	۱۳٫۹۶	۲٫۶۵	۰٫۰۰	۰٫۴۱	۰٫۰۷	۱٫۹۰	۵٫۷۸	۰٫۰۴	۱٫۴۹	۵۴٫۸۰	۱۲٫۳۰	۱۴٫۲۰
ED21-3	R	۷۲٫۸۱	۰٫۴۰	۱۵٫۱۹	۲٫۶۸	۰٫۰۰	۰٫۴۹	۰٫۱۲	۲٫۵۶	۵٫۱۸	۰٫۰۳	۱٫۷۸	۵۶٫۹۰	۸۵٫۸۰	۱۴٫۹۰
ED21-4	R	۷۳٫۷۷	۰٫۳۲	۱۳٫۲۲	۵٫۱۸	۰٫۰۰	۰٫۸۸	۰٫۰۴	۱٫۰۰	۴٫۸۹	۰٫۰۷	۲٫۲۵	۴۳٫۷۰	۱۰٫۰۰	۱۱٫۷۰
ED21-5	R	۷۴٫۳۵	۰٫۳۵	۱۴٫۸۹	۲٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۴۲	۰٫۰۳	۱٫۶۶	۵٫۹۶	۰٫۰۳	۱٫۶۳	۴۳٫۶۰	۲۰٫۲۰	۱۴٫۰۰
ED99	R	۷۳٫۴۹	۰٫۴۵	۱۵٫۲۰	۲٫۱۲	۰٫۰۰	۰٫۵۰	۰٫۰۴	۱٫۲۶	۶٫۴۷	۰٫۰۸	۲٫۸۳	۶۶٫۷۰	۴۲٫۵۰	۱۵٫۲۰
ED101	R	۷۳٫۴۲	۰٫۴۲	۱۵٫۸۱	۲٫۶۷	۰٫۰۰	۰٫۴۲	۰٫۰۶	۲٫۴۳	۴٫۴۳	۰٫۰۳	۲٫۳۳	۶۰٫۲۰	۳۱٫۱۰	۱۵٫۴۰

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.9.8]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.385]

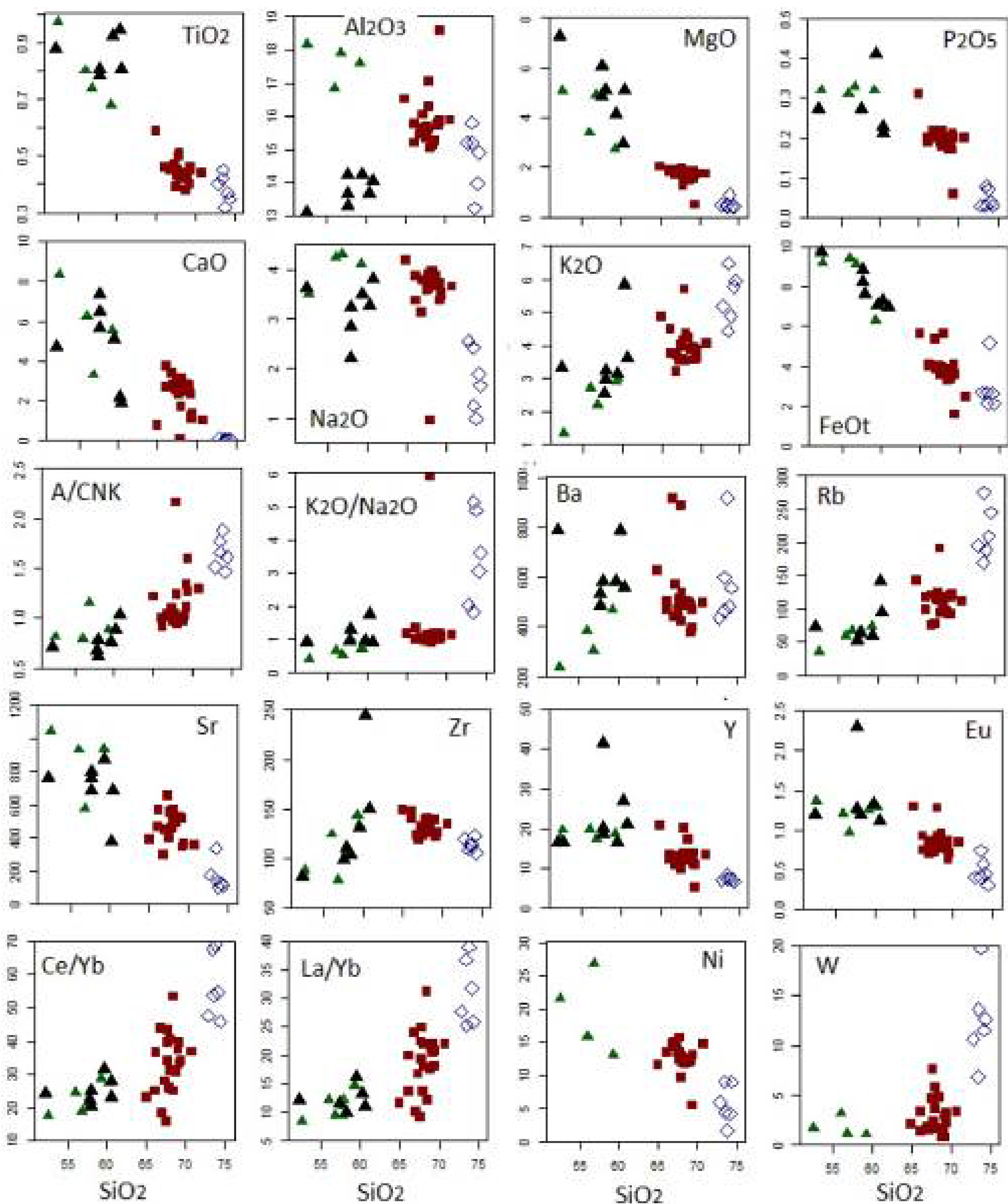
جدول ۲ نتایج LA-ICP-MS شیشه‌های همگن برای سی و پنج عنصر فرعی سوئیس (به گرم در تن).

	Sc	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Th	U
ED104	۸۹/۲۳	۵۲/۵۷	۹۷/۹۳۰	۹۵/۱۹	۵۶/۱۲۴	۶۰/۷	۶۵/۱	۳۲/۳۸۲	۸۲/۲۴	۶۷/۴۹	۹۰/۵	۰۲/۲۴	۷۲/۴	۲۰/۱	۰۹/۴	۵۸/۰	۶۷/۳	۷۱/۰	۹۹/۱	۲۹/۰	۰۳/۲	۳۰/۰	۳۴/۳	۵۳/۰	۱۵/۳	۳۳/۷	۹۶/۱
ED160	۸۲/۱۵	۲۰/۷۳	۸۰/۹۳۷	۶۵/۱۸	۰۴/۱۴۳	۷۶/۷	۴۳/۳	۵۴/۴۶۹	۴۷/۲۷	۵۹/۵۳	۱۳/۶	۲۵/۲۴	۵۲/۴	۲۶/۱	۰۰/۴	۵۲/۰	۲۶/۳	۶۳/۰	۷۸/۱	۲۷/۰	۸۷/۱	۲۹/۰	۷۲/۳	۵۴/۰	۰۳/۱	۰۷/۷	۶۴/۱
ED108	۱۱/۲۳	۰۵/۳۵	۴۴/۱۰۴۵	۶۶/۱۹	۱۳/۸۸	۰۱/۵	۳۹/۳	۳۵/۲۳۶	۳۸/۱۶	۴۲/۳۴	۵۱/۴	۷۱/۱۹	۵۱/۴	۳۶/۱	۲۸/۴	۶۰/۰	۶۳/۳	۷۳/۰	۰۱/۲	۳۰/۰	۹۵/۱	۲۸/۰	۵۰/۲	۳۲/۰	۶۵/۱	۱۳/۳	۰۰/۱
ED164	۹۵/۲۳	۵۸/۶۶	۷۱/۵۷۹	۲۶/۱۷	۳۷/۷۸	۷۲/۳	۰۷/۶	۵۴/۳۰۲	۱۱/۱۶	۲۹/۳۲	۹۶/۳	۴۴/۱۶	۴۹/۳	۹۸/۰	۳۱/۳	۴۸/۰	۰۴/۳	۶۲/۰	۷۳/۱	۲۶/۰	۷۰/۱	۲۶/۰	۲۸/۲	۲۶/۰	۱۲/۱	۲۰/۴	۱۶/۱
ED37	۱۳/۱۲	۲۸/۱۰۴	۵۱/۴۹۱	۱۶/۱۲	۸۵/۱۲۹	۳۱/۱۱	۱۹/۲	۴۷/۴۸۱	۶۳/۴۲	۸۲/۷۲	۹۶/۶	۷۶/۲۲	۳۷/۳	۷۸/۰	۵۹/۲	۳۴/۰	۰۹/۲	۴۱/۰	۲۱/۱	۱۸/۰	۳۶/۱	۲۱/۰	۶۴/۳	۰۷/۱	۶۷/۱	۸۳/۱۳	۲۴/۲
ED78-4	۲۳/۱۲	۹۸/۱۱۵	۱۲/۳۶۲	۱۴/۵	۶۹/۱۲۵	۸۷/۱۱	۵۴/۶	۶۲/۴۶۵	۴۴/۱۴	۴۳/۲۷	۵۶/۲	۴۷/۹	۶۸/۱	۶۳/۰	۳۲/۱	۱۷/۰	۰۳/۱	۲۲/۰	۶۲/۰	۱۰/۰	۸۰/۰	۱۲/۰	۳۳/۳	۹۳/۰	۲۶/۲	۶۳/۱۲	۵۲/۵
ED96	۴۹/۱۶	۵۶/۱۴۲	۷۱/۳۸۷	۸۲/۲۰	۵۹/۱۴۸	۸۲/۷	۱۲/۳	۱۳/۶۲۵	۰۷/۲۵	۶۵/۴۹	۸۰/۵	۵۸/۲۲	۴۵/۴	۳۰/۱	۱۱/۴	۵۹/۰	۸۶/۳	۷۷/۰	۲۴/۲	۳۴/۰	۱۷/۲	۳۴/۰	۰۲/۴	۵۸/۰	۰۳/۲	۷۰/۸	۷۵/۲
ED102	۸۴/۱۱	۵۹/۱۲۱	۴۶/۳۵۶	۰۴/۱۱	۸۰/۱۲۶	۲۳/۱۱	۳۶/۳	۳۳/۳۹۵	۴۱/۲۴	۶۷/۳۹	۵۵/۴	۸۷/۱۵	۷۰/۲	۷۰/۰	۲۷/۲	۳۱/۰	۹۹/۱	۳۹/۰	۰۷/۱	۱۶/۰	۱۷/۱	۱۹/۰	۶۲/۳	۰۴/۱	۱۷/۳	۶۶/۱۲	۰۰/۲
ED107	۳۹/۱۳	۲۷/۷۶	۳۰/۶۵۶	۹۶/۱۲	۵۱/۱۳۱	۴۰/۹	۶۲/۳	۱۹/۵۶۹	۳۵/۲۲	۳۸/۳۷	۱۳/۴	۳۶/۱۵	۸۷/۲	۸۳/۰	۵۴/۲	۳۵/۰	۲۴/۲	۴۴/۰	۳۳/۱	۱۹/۰	۳۴/۱	۲۲/۰	۶۸/۳	۸۴/۰	۴۵/۱	۲۷/۱۱	۸۶/۱
ED109	۶۲/۱۱	۶۸/۱۰۹	۹۵/۴۹۲	۹۴/۱۲	۰۹/۱۴۰	۸۰/۱۱	۴۰/۲	۴۵/۴۸۳	۳۳/۲۵	۸۵/۴۳	۵۸/۴	۰۵/۱۷	۹۴/۲	۷۸/۰	۴۷/۲	۳۴/۰	۱۷/۲	۴۳/۰	۲۶/۱	۲۱/۰	۴۱/۱	۲۳/۰	۷۰/۳	۰۷/۱	۵۷/۱	۹۷/۱۳	۱۰/۲
ED111	۶۷/۱۲	۶۰/۱۱۲	۷۰/۴۵۵	۹۷/۱۳	۸۸/۱۳۹	۱۶/۱۲	۲۷/۳	۸۹/۴۲۱	۰۴/۲۱	۰۵/۴۰	۴۶/۴	۹۹/۱۶	۲۴/۳	۸۰/۰	۸۶/۲	۳۶/۰	۴۶/۲	۴۹/۰	۳۹/۱	۲۱/۰	۵۷/۱	۲۴/۰	۶۹/۳	۰۲/۱	۷۵/۵	۷۸/۱۱	۹۶/۱
ED153	۸۹/۱۱	۴۰/۱۱۱	۶۵/۳۵۷	۴۴/۱۳	۳۹/۱۳۴	۶۶/۱۱	۰۵/۴	۸۰/۴۹۳	۶۴/۲۹	۶۵/۴۹	۶۶/۵	۹۴/۱۹	۱۱/۳	۸۵/۰	۸۷/۲	۳۸/۰	۳۳/۲	۴۶/۰	۲۹/۱	۲۰/۰	۳۵/۱	۲۱/۰	۶۴/۳	۰۲/۱	۳۳/۳	۰۵/۱۲	۰۶/۲
ED156	۱۲/۱۱	۸۶/۹۶	۵۳/۵۳۰	۹۲/۱۱	۷۳/۱۲۶	۸۴/۱۰	۵۴/۲	۴۸/۵۰۳	۳۶/۲۴	۸۰/۴۲	۴۱/۴	۹۰/۱۵	۶۵/۲	۷۹/۰	۳۲/۲	۳۳/۰	۰۹/۲	۴۱/۰	۱۸/۱	۱۹/۰	۳۹/۱	۲۲/۰	۵۸/۳	۰۷/۱	۸۲/۰	۵۴/۱۳	۷۶/۲
ED157.1	۶۸/۱۱	۰۶/۹۴	۵۷/۵۷۳	۲۲/۱۳	۰۹/۱۳۲	۳۶/۱۰	۸۶/۲	۰۹/۵۳۴	۶۵/۳۱	۱۵/۵۸	۹۵/۵	۷۶/۲۰	۴۶/۳	۹۲/۰	۷۸/۲	۳۷/۰	۳۵/۲	۴۴/۰	۳۱/۱	۲۱/۰	۴۴/۱	۲۲/۰	۵۰/۳	۸۸/۰	۵۷/۱	۳۶/۱۰	۳۱/۲
ED158	۴۱/۱۱	۵۹/۹۱	۸۹/۵۱۳	۹۰/۱۲	۵۴/۱۳۹	۶۴/۹	۲۱/۲	۷۳/۴۹۷	۹۹/۲۸	۱۲/۵۱	۳۰/۵	۶۹/۱۸	۱۴/۳	۷۸/۰	۵۹/۲	۳۴/۰	۲۱/۲	۴۴/۰	۲۴/۱	۱۹/۰	۳۷/۱	۲۳/۰	۸۰/۳	۸۵/۰	۱۸/۱	۹۲/۱۱	۸۷/۱
ED163	۶۴/۱۰	۸۴/۷۴	۵۲/۲۹۸	۷۹/۱۰	۲۶/۱۲۳	۸۳/۱۱	۲۲/۳	۳۳/۹۱۵	۵۳/۲۹	۸۲/۵۳	۵۱/۵	۱۹/۱۹	۹۹/۲	۸۶/۰	۳۹/۲	۳۱/۰	۰۵/۲	۴۰/۰	۱۴/۱	۱۷/۰	۲۳/۱	۲۰/۰	۴۶/۳	۰۵/۱	۵۹/۱	۷۰/۱۱	۳۶/۲
ED169	۷۹/۱۱	۶۰/۹۷	۴۶/۵۶۷	۵۳/۱۳	۰۱/۱۴۸	۵۱/۱۰	۵۴/۳	۴۳/۵۰۱	۲۹/۲۹	۷۳/۵۳	۵۰/۵	۷۶/۱۹	۳۹/۳	۹۳/۰	۷۷/۲	۳۸/۰	۴۳/۲	۴۶/۰	۳۶/۱	۲۰/۰	۴۷/۱	۲۳/۰	۹۸/۳	۹۱/۰	۳۳/۱	۴۴/۱۱	۷۱/۲
ED173	۰۶/۱۱	۲۷/۹۱	۳۱/۵۱۹	۹۰/۱۳	۶۸/۱۲۱	۹۱/۹	۳۱/۳	۲۱/۴۸۶	۲۸/۳۲	۱۰/۵۸	۹۵/۵	۷۲/۲۰	۴۰/۳	۸۶/۰	۷۵/۲	۴۰/۰	۴۰/۲	۴۶/۰	۴۰/۱	۲۰/۰	۴۷/۱	۲۴/۰	۲۸/۳	۹۳/۰	۷۴/۰	۵۴/۱۱	۲۰/۲
ED177	۹۵/۱۰	۳۴/۱۱۹	۸۸/۳۴۳	۲۴/۱۱	۹۵/۱۲۶	۳۱/۱۱	۸۹/۲	۲۴/۳۷۵	۹۶/۲۴	۴۷/۴۰	۵۹/۴	۲۲/۱۶	۸۴/۲	۷۶/۰	۴۷/۲	۳۱/۰	۰۰/۲	۳۸/۰	۱۵/۱	۱۷/۰	۲۲/۱	۱۹/۰	۴۵/۳	۰۲/۱	۸۳/۲	۳۰/۱۲	۶۴/۱
ED181	۳۰/۱۱	۶۸/۱۲۳	۴۵/۵۶۲	۰۴/۱۱	۹۴/۱۲۹	۸۶/۱۱	۸۷/۳	۰۲/۴۸۱	۹۰/۳۰	۰۴/۵۴	۴۷/۵	۷۹/۱۸	۰۹/۳	۸۲/۰	۴۵/۲	۳۳/۰	۹۹/۱	۳۸/۰	۰۷/۱	۱۷/۰	۲۴/۱	۱۸/۰	۶۲/۳	۰۵/۱	۳۷/۲	۷۷/۱۲	۳۵/۳
ED182	۴۳/۱۰	۶۷/۱۱۷	۳۳/۴۶۶	۲۰/۱۲	۰۰/۱۴۱	۸۳/۱۰	۶۰/۳	۰۰/۴۶۹	۶۳/۱۸	۳۳/۳۴	۶۹/۳	۲۳/۱۴	۶۵/۲	۷۵/۰	۲۵/۲	۳۴/۰	۰۸/۲	۴۳/۰	۲۵/۱	۲۰/۰	۳۸/۱	۲۲/۰	۸۲/۳	۹۷/۰	۳۹/۳	۹۳/۱۱	۱۰/۲
ED183	۲۲/۱۱	۶۳/۱۲۰	۵۳/۴۵۲	۹۵/۱۰	۹۲/۱۱۸	۷۲/۱۱	۵۳/۳	۲۶/۴۳۹	۹۰/۱۲	۵۴/۲۳	۶۳/۲	۲۷/۱۰	۰۵/۲	۷۱/۰	۹۵/۱	۲۸/۰	۹۵/۱	۳۶/۰	۱۳/۱	۱۷/۰	۲۷/۱	۱۹/۰	۲۹/۳	۰۰/۱	۸۱/۱	۹۶/۱۰	۳۱/۲
ED191	۸۶/۱۰	۰۹/۱۱۳	۴۶/۵۵۰	۰۸/۱۱	۹۸/۱۳۱	۹۴/۱۰	۷۹/۳	۳۲/۵۱۱	۶۷/۲۴	۴۱/۴۳	۵۶/۴	۳۲/۱۶	۸۶/۲	۸۱/۰	۲۳/۲	۳۱/۰	۹۸/۱	۳۸/۰	۱۲/۱	۱۸/۰	۲۸/۱	۲۰/۰	۷۳/۳	۰۱/۱	۶۱/۴	۹۳/۱۲	۰۰/۲
ED192	۳۲/۱۱	۸۲/۱۱۴	۲۰/۳۹۹	۵۵/۱۲	۴۰/۱۲۳	۶۰/۹	۳۸/۴	۴۹/۴۶۹	۵۰/۱۲	۶۶/۲۱	۲۸/۲	۱۹/۹	۰۳/۲	۷۲/۰	۰۳/۲	۳۲/۰	۲۳/۲	۴۳/۰	۲۵/۱	۱۹/۰	۳۸/۱	۲۲/۰	۵۷/۳	۹۳/۰	۵۷/۴	۱۳/۱۳	۸۶/۲
ED193	۲۶/۱۱	۵۷/۱۱۷	۹۳/۵۱۸	۳۷/۱۷	۱۶/۱۳۱	۹۷/۱۰	۴۵/۳	۶۰/۴۹۵	۲۴/۲۳	۵۷/۴۷	۴۸/۵	۱۷/۲۱	۸۷/۳	۹۵/۰	۲۳/۳	۴۵/۰	۰۳/۳	۶۰/۰	۷۴/۱	۲۶/۰	۹۱/۱	۳۰/۰	۷۳/۳	۰۵/۱	۷۸/۴	۳۶/۱۳	۴۶/۲
ED194	۳۸/۱۱	۳۶/۱۱۶	۴۰/۵۵۳	۷۳/۹	۳۸/۱۲۵	۹۷/۱۰	۲۲/۳	۷۹/۴۵۲	۴۵/۲۳	۵۵/۴۱	۲۴/۴	۹۳/۱۴	۶۲/۲	۷۶/۰	۱۸/۲	۲۷/۰	۸۰/۱	۳۴/۰	۰۱/۱	۱۶/۰	۰۵/۱	۱۸/۰	۵۱/۳	۹۸/۰	۵۶/۷	۱۶/۱۲	۸۲/۲
ED196	۳۷/۱۳	۲۶/۱۹۰	۶۹/۴۶۰	۰۷/۲۰	۵۳/۱۳۴	۶۵/۷	۰۱/۶	۴۸/۸۸۵	۵۸/۲۹	۸۰/۵۶	۵۱/۶	۵۰/۲۵	۸۴/۴	۲۸/۱	۱۷/۴	۵۹/۰	۷۱/۳	۷۳/۰	۰۷/۲	۳۰/۰	۱۸/۲	۳۲/۰	۶۶/۳	۵۷/۰	۶۴/۳	۳۳/۹	۲۲/۳
ED21-2	۴۳/۱۱	۹۳/۲۰۸	۵۹/۱۲۵	۲۹/۷	۳۹/۱۲۳	۴۶/۱۴	۷۴/۴	۷۶/۴۸۰	۸۵/۲۸	۷۱/۴۹	۸۱/۴	۱۷/۱۶	۴۱/۲	۴۶/۰	۸۱/۱	۲۱/۰	۲۶/۱	۲۴/۰	۷۹/۰	۱۲/۰	۹۱/۰	۱۵/۰	۷۸/۳	۵۵/۱	۵۳/۱۱	۰۹/۶	۲۹/۲
ED21-3	۰۸/۱۲	۰۷/۱۹۵	۵۸/۱۷۵	۰۸/۷	۱۳/۱۲۰	۵۸/۱۳	۹۳/۵	۴۱/۴۳۴	۷۴/۲۶	۹۲/۴۵	۴۲/۴	۷۳/۱۴	۱۵/۲	۴۱/۰	۶۵/۱	۲۰/۰	۱۳/۱	۲۴/۰	۷۳/۰	۱۳/۰	۹۷/۰	۱۵/۰	۵۶/۳	۴۳/۱	۶۵/۱۰	۳۶/۱۰	۸۱/۲
ED21-4	۳۰/۱۱	۹۳/۱۸۸	۶۸/۱۰۶	۶۶/۷	۳۴/۱۱۴	۰۳/۱۲	۶۴/۴	۹۷/۹۱۶	۹۸/۳۳	۹۴/۵۹	۹۴/۵	۵۹/۲۰	۰۳/۳	۵۸/۰	۱۲/۲	۲۴/۰	۲۹/۱	۲۵/۰	۷۶/۰	۱۱/۰	۸۷/۰	۱۵/۰	۴۵/۳	۶۱/۱	۷۸/۱۹	۰۰/۱۳	۳۹/۱
ED21-5	۳۹/۱۱	۹۷/۲۴۴	۴۰/۱۱۴	۶۹/۶	۵۴/۱۰۵	۰۲/۱۳	۲۹/۶	۷۹/۵۵۷	۱۴/۲۴	۹۲/۴۲	۸۱/۳	۵۴/۱۳	۳۹/۲	۳۱/۰	۲۵/۱	۱۸/۰	۰۸/۱	۲۰/۰	۶۴/۰	۱۱/۰	۹۳/۰	۱۴/۰	۳۳/۳	۶۲/۱	۶۶/۱۲	۵۰/۸	۱۳/۲
ED99	۵۵/۱۲	۰۲/۲۷۵	۱۱/۳۳۷	۲۸/۸	۳۹/۱۱۴	۹۵/۱۲	۶۱/۵	۴۲/۴۶۳	۲۵/۲۴	۶۱/۵۱	۸۱/۴	۱۹/۱۵	۳۳/۲	۷۵/۰	۰۹/۲	۲۶/۰	۷۳/۱	۳۳/۰	۹۳/۰	۱۳/۰	۹۶/۰	۱۹/۰	۴۵/۳	۲۴/۱	۶۳/۱۳	۴۱/۱۰	۲۲/۲
ED101	۰۵/۱۱	۶۸/۱۶۹	۹۶/۱۵۰	۴۳/۷	۱۴/۱۰۹	۶۴/۱۲	۶۵/۴	۶۶/۵۹۸	۰۴/۳۲	۰۸/۵۹	۸۸/۵	۳۰/۲۰	۰۶/۳	۴۱/۰	۰۳/۲	۲۴/۰	۳۴/۱	۲۷/۰	۷۹/۰	۱۱/۰	۸۷/۰	۱۵/۰	۲۲/۳	۲۲/۱	۷۹/۶	۹۲/۵	۶۲/۱

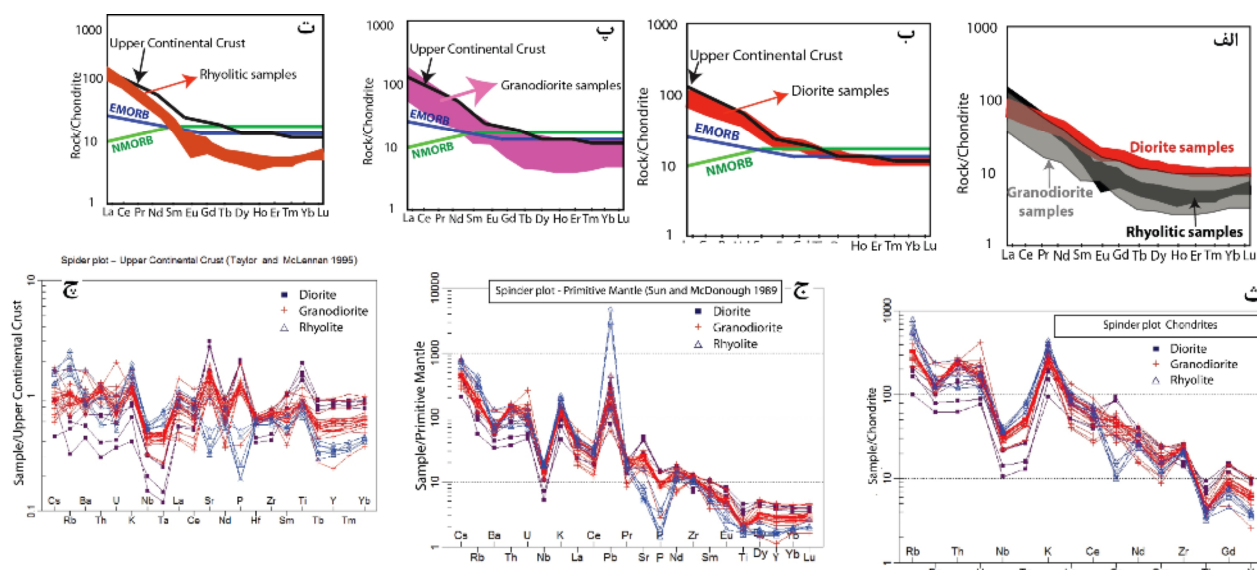
شکل ۵ جانمایی نمونه ها در نمودار R1-R2 [۱۶]. نمونه ED108 مافیکترین و بازی ترین نمونه است. مثلث سبز کوچک دیوریت، مثلث‌های سیاه بزرگتر داده‌های دیوریتی مرجع [۱۷]، مربع قرمز گرانودیوریت و لوزی‌های آبی توخالی نمونه‌های ریولیتی هستند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.9.8]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.385]



شکل ۶ نمودارهای مقادیر TiO_2، Al_2O_3، MgO، CaO، Na_2O، K_2O، FeO_t ، K_2O/Na_2O ، عدد منیزیم، عناصر فرعی، Ba، Rb، Sr، Y، Ce/Yb , Eu, Zr ، La/Yb, A/CNK نسبت به SiO_2. مثلث سبز کوچک دیوریت، مثلث‌های سیاه بزرگتر داده‌های دیوریتی مرجع [۱۷]، مربع قرمز گرانودیوریت و لوزی های آبی توخالی نمونه‌های ریولیتی هستند.



شکل ۷ الف) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر نمونه‌های مورد بررسی بهنجار شده به کندریت [۱۹] ، ب تا ت) مقایسه نمونه‌های دیوریتی، گرانودیوریتی و ریولیتی بهنجار شده با کندریت [۱۹] ، میانگین MORB غنی شده- عادی (N-E) [۱۷] و میانگین پوسته بالایی قاره‌ای [۲۰]، ث) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر و فرعی بهنجار شده به کندریت [۱۹]، ج) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر و فرعی، بهنجار شده به گوشته اولیه [۱۹]، چ) نمودار عنکبوتی عناصر، به هنجار شده به میانگین پوسته قاره‌ای بالایی [۲۱]. (مثلث‌های آبی = ریولیت، مربع‌های مشکی = دیوریت‌ها و به اضافه‌های قرمز = گرانودیوریت هستند).

بحث و نتیجه‌گیری

بر اساس نمودارهای هارکر (شکل ۶)، رابطه زایشی معناداری بین توده‌های نفوذی منطقه وجود دارد. تحلیل داده‌های زمین شیمیایی اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و خاکی نادر نشان دهنده شباهت‌های فراوان بین سنگ‌های گرانودیوریتی و دیوریتی و تا اندازه‌ای با نمونه‌های ریولیتی است (شکل‌های ۶ و ۷).

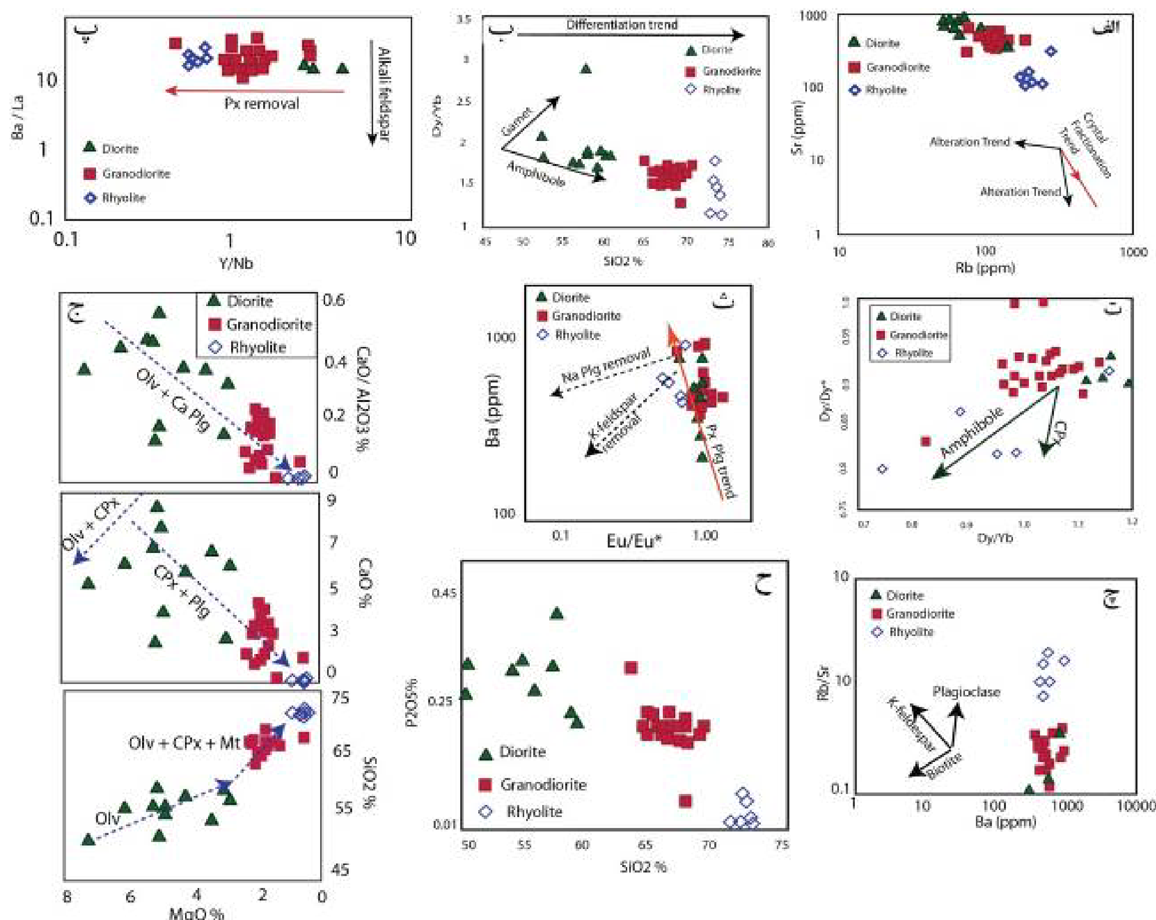
داده‌های REE بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه (شکل‌های ۷ الف تا پ) نیز نشان از این شباهت‌ها به ویژه بین نمونه‌های گرانودیوریتی و دیوریتی در بی هنجاری منفی در عناصرتری نیتروتولوئن (TNT) و غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE دارند. تفاوت این الگوها تهی شدگی شدید Sr در نمونه‌های ریولیتی است (شکل‌های ۷ ب و پ). تفاوت‌هایی نیز در الگوی افزایشی یا کاهشی عناصر و اکسیدها نسبت به افزایش SiO_2 دیده می‌شود (نمودارهای هارکر شکل ۶). از آنجا که این نمودارها نشان از ماگماهای هم خاستگاه دارند، این تفاوت‌ها در الگوهای REE و عناصر اصلی و فرعی می تواند با فرآیندهایی مانند آلایش پوسته‌ای ماگمای در حال صعود و هضم و تبلور جدایشی (AFC) و آمیزش ماگمای در حال صعود با ماگمایی مافیک یا پوسته قاره‌ای ذوب شده توجیه شود [۲۲-۲۷]. در ادامه فرآیندهای AFC و آمیختگی بررسی می-شوند.

جدایش بلوری کانی‌ها و آلایش با پوسته

در کنار عناصر اصلی و فرعی (شکل ۶)، با مشاهده الگوی REE در همه نمونه‌ها (شکل ۷)، می‌توان نتیجه گرفت که ماگما مادر توده‌های گرانودیوریت و گنبد ریولیتی جدایش یافته است، زیرا غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE کاملاً نمایان بوده و نیز کاهش مقدار Zr با SiO_2 در گرانیتوئیدها به دلیل جدایش ماگمایی است [۲۲-۲۴]. بر اساس پژوهش‌های پیشین [۲۸]، مقایسه نسبت Sr به Rb و روند آن در نمونه‌ها، نشان دهنده جدایش ماگمایی و نقش نداشتن دگرسانی در تشکیل سنگ‌هاست (شکل ۸ الف). پیش از توضیح جدایش بلوری، گفتنی است که بر اساس الگوی REE و غنی‌شدگی بسیار LREE نسبت به HREE، می‌توان گفت که گارنت در تشکیل مذاب نقشی نداشته است (شکل ۷). همچنین تغییرات Dy/Yb نسبت به SiO_2 (شکل ۸ ب) نیز تایید کننده این امر است [۲۹] .

نسبت $Eu/Eu^*=2Eu_N/(Sm_N+Gd_N)$ در همه نمونه‌ها از ۰/۵ تا ۱/۲۹ در تغییر است. بر اساس نمودارهای هارکر، کانی‌هایی جدا شده‌اند که عناصر Y,Sr,Ca و نیز $MgO, FeO_t, Al_2O_3, P_2O_5, Na_2O$ و TiO_2 را همراه داشته و طی صعود از ماگما جدا شده‌اند. در ادامه، جدایش کانی‌های گارنت، پیروکسن، الیوین، پلاژیوکلاز کلسیم و سدیم، فلدسپات پتاسیم، آپاتیت و هورنبلند بررسی می‌شوند (شکل ۸).

پیروکسن و الیوین: کاهش مقدار MgO و FeO با افزایش SiO_2 می‌تواند به دلیل تبلور بخشی الیوین و کلینوپیروکسن و کاهش همزمان FeO, TiO_2, CaO و MgO به دلیل تبلور و جداشدن همزمان پلاژیوکلاز، الیوین، ایلمنیت، تیتانومگنتیت و پیروکسن باشد. در صورت جدایش الیوین در سنگ‌های جدایش یافته، مقدار MgO کاهش و SiO_2 افزایش می‌یابد [۲۴]، ولی اگر همراه با الیوین کلینوپیروکسن نیز جدا شود، الگوی CaO و SiO_2 آن تغییر می کند. بر اساس شکل‌های ۸ پ تا ج جدایش الیوین و پیروکسن انجام شده است. البته با توجه به الگوی کاهشی CaO نسبت به MgO و در مقام بعد الگوی کاهشی K_2O با MgO احتمال جدایش همزمان الیوین و کلینوپیروکسن نیز وجود دارد. از طرفی، الگوی مقدار SiO_2 نسبت به MgO جدایش فقط کلینوپیروکسن را تایید نمی‌کند. جدایش پیروکسن سبب تغییر در نسبت Y/Nb می‌شود و ماگمای جدایش یافته تهی از این نسبت می‌شود [۲۵]. این نسبت که در شکل ۸ ت نشان داده شده است، جدایش پیروکسن را تایید می‌نماید.



شکل ۸ الف: نمودار Sr نسبت به Rb و اثر نداشتن دگرسانی در روند جانمایی نمونه‌ها [۲۶] ، ب: روند کاهشی Dy/Yb نسبت به SiO_2 [۲۷] و نبود گارنت در تشکیل ماگمای اولیه. پ: جدایش پیروکسن و جدایش نیافتن فلدسپات پتاسیم[۲۳]، ت: نمودار Dy/Dy نسبت به Dy/Dy* [۳۰] و جدایش آمفیبول، ث: و جدایش پیروکسن و پلاژیوکلاز و جدایش نیافتن فلدسپات پتاسیم و پلاژیوکلاز سدیم نمودار Ba نسبت به Eu/Eu*.[۳۰]، ج: نمودارهای CaO/Al_2O_3، CaO و SiO_2 نسبت به MgO [۲۴] و جدایش الیوین و پلاژیوکلاز کلسیم و پیروکسن و مگنتیت ، چ: نمودار Rb/Sr نسبت به Ba [۲۶] و جدایش پلاژیوکلاز و جدایش نیافتن بیوتیت و فلدسپات پتاسیم ، ح: همبستگی منفی P_2O_5 و SiO_2.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.9.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.385]

پلاژیوکلاز: کاهش مقدار CaO و Al_2O_3 با افزایش SiO_2، می‌تواند به دلیل تبلور بخشی پلاژیوکلاز کلسیمی طی جدایش باشد [۲۴-۲۶]. جدایش پلاژیوکلاز کلسیمی رفتار سازگار Sr در ماگما را توجیه می‌کند، زیرا به دلیل جانشینی Sr به جای Ca در ساختار پلاژیوکلاژ کلسیمی و جدایش آن از ماگما، مقدار این عنصر در سری‌های جدایش یافته بسیار کم شده و سبب بی‌هنجاری منفی در نمونه‌های ریولیتی شده است (شکل ۷ ت). Sr به‌طور گسترده جانشین کلسیم در پلاژیوکلاز کلسیمی شده و سپس، جایگزین پتاسیم در فلدسپات پتاسیم می‌شود [۲۴]. داده‌های زمین شیمیایی نشان دهنده جدایش نیافتن فلدسپات پتاسیم است (شکل‌های ۷ پ، ت و چ) و بر این اساس، نقش پلاژیوکلاز کلسیمی در کنترل Sr بارزتر می‌شود. بر اساس رفتار سازگار Sr، پلاژیوکلاز کلسیمی در مراحل ابتدایی تشکیل شده است [۲۴]. یوروپیوم نیز با پلاژیوکلاز کنترل شده و هرگونه جدایش این کانی سبب ناهنجاری منفی در این عنصر می‌شود [۲۶]. در بسیاری از نمونه‌ها، یوروپیوم ناهنجاری منفی نشان می‌دهد. جدا نشدن فلدسپات پتاسیم نیز می‌تواند در این امر نقش داشته باشد (شکل ۸ چ). غنی شدگی محدود Eu در برخی از نمونه‌های گرانودیوریتی (به ویژه در نمونه ED78-4) می تواند به دلیل انباشتگی پلاژیوکلاز در آن‌ها باشد [۲۶] . جدایش همزمان پلاژیوکلاز غنی از کلسیم و پیروکسن بر اساس تغییرات Ba نسبت به Eu/Eu* در شکل ۸ ث، پیشنهاد می‌شود [۳۰]. جدایش پلاژیوکلاز اثر مشترکی بر کاهش مقدار Sr و ناهنجاری منفی یوروپیوم دارد. جدایش این کانی در بخش‌های جدایش یافته ماگمای گرانودیوریتی شروع شده و پس از آن با سرعت بسیاری در ماگمای ریولیتی دنبال شده که این امر سبب کاهش Sr تا حدود ۱۰۰ ppm در ریولیت‌ها گردیده است. در مورد احتمال جدایش پلاژیوکلاز سدیم باید گفت که کاهش Na_2O با افزایش SiO_2 می‌تواند به دلیل سازگار بودن سدیم و ورود آن در شبکه پلاژیوکلاز سدیم و جدایش آن باشد. روندهای پراکنده Na_2O می‌تواند به دلیل هضم و آمیختگی ماگما طی صعود باشد [۲۳]. کاهش نامنظم Na2Oبا افزایش SiO_2 در نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که همراه با تشکیل گرانودیوریت، پلاژیوکلازهای سدیمی مصرف شده و به ریولیت نرسیده‌اند. کاهش شدید NaO_2 در نمونه‌های ریولیتی بر این اساس توجیه می‌شود.

فلدسپات پتاسیم: افزایش K_2O روندی مشخص در جدایش ماگما بوده که در نمونه‌ها به خوبی مشخص است. بر اساس نمودارهای زمین‌شیمیایی (شکل‌های ۸ پ،ت و چ)، جدایش فلدسپات پتاسیم انجام نشده و این کانی تا آخرین مراحل ماگما حضور داشته است. در صورت جدایش فلدسپات پتاسیم، در نمودار هارکر (شکل ۶) عناصر سنگ دوست K, Ba و Rb (که ضریب جدایش آن‌ها در فلدسپات پتاسیم بالاست) باید در نمونه‌های جدایش یافته ریولیت، همراه با افزایش SiO_2 کاهش نشان دهند که چنین نیست و حتی گاهی در نمونه‌های ریولیت روند افزایشی دارند. بر اساس پژوهش هندرسون [۲۵]، جدایش فلدسپات پتاسیم سبب تغییر در نسبت Ba/La می‌شود. ثابت بودن این نسبت نشان‌دهنده جدا نشدن فلدسپات پتاسیم است (شکل‌های ۸ پ، ت و چ). فراوانی این کانی در نمونه‌های ریولیت که جدایش یافته ترین رخنمون منطقه است، تاکید کننده این امر است.

آمفیبول: جدایش آمفیبول بر اساس نمودار Dy/Yb نسبت به SiO_2 (شکل ۸ ب) انجام شده است و می‌تواند همراه با جدایش ایلمنیت، اسفن و روتایل [۲۶] دلیل کاهش TiO_2 با افزایش SiO_2 باشد [۲۹]. کمبود هورنبلند در نمونه‌های گرانودیوریت و نبود آن در ریولیت‌ها تایید کننده این جدایش است.

آپاتیت: کاهش P_2O_5 به احتمال بسیار به‌دلیل تبلور بخشی آپاتیت است [۲۶،۲۴]. در نمونه‌های مورد بررسی، P به عنوان یک عنصر ناسازگار رفتار کرده است و با افزایش SiO_2 و جدایش غلظت آن کاهش می‌یابد (شکل ۸ ح). از این رو، تغییرات P_2O_5 با کلسیم کنترل می‌شود و به دلیل تشکیل آپاتیت، ماگما از کلسیم غنی بوده است. کاهشP_2O_5 با افزایش SiO_2 شاخص گرانیت‌های نوع I است [۳۲،۳۱] .

رفتار Y و Zr نسبت به SiO_2 نیز بیانگر جدایش احتمالی کانی‌های آمفیبول، اسفن، آپاتیت و زیرکن است. در ماگمای مافیک، جانشین Ti در اسفن و روتایل می‌شود و در ماگماهای حدواسط، کانی زیرکن تشکیل می‌شود. با جدایش زیرکن، مقدار این عنصر به شدت در ریولیت‌ها و در گرانودیوریت‌های جدایش یافته تر تهی می‌شود (شکل ۵). رفتار Y شبیه عناصر خاکی نادر است و مقدار آن به‌طور نسبی با افزایش جدایش و مقدار SiO_2 کاهش نشان می‌دهد. به دلیل کنترل این کانی توسط گارنت، آمفیبول، اسفن و آپاتیت [۲۴]، انتظار می‌رود که در نمونه‌های دیوریتی، فراوانی آن بیشتر و در ریولیت‌ها کمتر باشد. این امر به صورت مشهود در نمونه‌های مورد بررسی دیده می‌شود. به دلیل شباهت رفتار به شدت کاهشی V و Ti نسبت به SiO_2، به احتمال بسیار هر دو این عناصر با هم در

کانی‌هایی مانند تیتانومگنتیت، پیروکسن و شاید آمفیبول جانشین شده‌اند.

آمیزش ماگمایی: در پژوهش پیشین در منطقه، فرآیند آمیختگی بررسی شده است [۶]. در آن پژوهش، برونبوم‌های مافیک موجود در توده‌های گرانودیوریتی، ماگمایی تشخیص داده شدند و براساس شواهدی مانند الگوی مشابه REE برونبوم‌های مافیک ریزبلور با میزبان‌های گرانودیوریتی، شباهت شیمی کانی بیوتیت و پیروکسن برونبوم‌ها با بیوتیت و پیروکسن میزبان گرانودیوریتی، نتیجه گرفته شد که ورود ماگمای بازی-حدواسط به مخزن ماگمای گرانیتی- گرانودیوریتی سبب آمیزش ماگمایی شده است. در این پژوهش، با تکمیل یافته‌ها و داده‌های جدید این نظریه دوباره بررسی شد. در ادامه شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمی سنگ کل و شیمی کانی پلاژیوکلاز برای اثبات رخداد آمیختگی بیان می‌شوند. در بررسی‌های صحرایی، وجود مرزهای تورفته و خلیجی در مرز توده گرانودیوریتی و استوک کوچک دیوریتی در جنوب منطقه (شکل ۳) و وجود فلدسپات‌های درشت در برونبوم‌های ریزبلور در بخش‌های غربی توده گرانودیوریتی (شکل ۳) نشانگر آمیزش ماگمایی است [۳۲]. همچنین، نبود سوختگی یا سرد شدگی ناگهانی[1] در مرزهای برونبوم و توده گرانودیوریتی نیز پدیده آمیختگی ماگمای گرانودیوریتی و یک ماگمای مافیک را تایید می‌کنند. پژوهشگران دریافته‌اند که در ماگماهایی که آمیختگی را تجربه کرده‌اند، شواهد سنگ‌نگاری مانند خوردگی پلاژیوکلاز (در مرکز و مرزهای رشدی) و مرزهای آمیبی و تورفته برونبوم با توده میزبان (در صحرا و در مقیاس میکروسکوپی) دیده می‌شود [۲۷،۲۳، ۳۳]. این شواهد در بررسی سنگ‌نگاری سنگ‌های گرانودیوریتی منطقه بسیار دیده می‌شود (شکل ۴).

نتایج شیمی کانی‌های پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی در توده گرانودیوریتی، با دستگاه EPMA در انجمن علوم زمین دانشگاه لوزان سوئیس (جدول ۳) و تحلیل آن‌ها، نشان از منطقه‌بندی شیمیایی معکوس و نوسانی در آن‌ها دارد. در این بلورها، بر خلاف روند معمول رشد پلاژیوکلازها که درصد آنورتیت از مرکز به لبه کاهش می یابد، در بخش‌هایی از لبه یا مناطق رشدی، درصد آنورتیت بیشتر از مرکز بلور می‌شود (شکل‌های ۹ تا ۱۲). منطقه‌بندی معکوس یا نوسانی در پلاژیوکلازها نشاندهنده باز تعادل شیمیایی آن‌ها با ماگما یا ماگماهای جدید بیشتر مافیک است [۲۳]. به‌دلیل چگالی به نسبت یکسان پلاژیوکلاز با ماگمای گرانودیوریتی و امکان تعلیق بیشتر آن در مذاب (به نسبت پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت) امکان تغییرات زمین شیمیایی بلورهای تشکیل شده با تپ‌های ماگمایی جدید بیشتر فراهم می‌شود. خوردگی و بازجذب در ساختارهای رشدی نیز خود نشان دهنده ارتباط بلور با ماگمای جدید است که در بسیاری از بلورهای پلاژیوکلاز (هم در بررسی‌های سنگ‌نگاری و هم در تصاویر میکروسکوپی از الکترون‌های پس پراکنده و EPMA) قابل مشاهده است (شکل‌های ۴، ۱۰، ۱۱ و ۱۲).

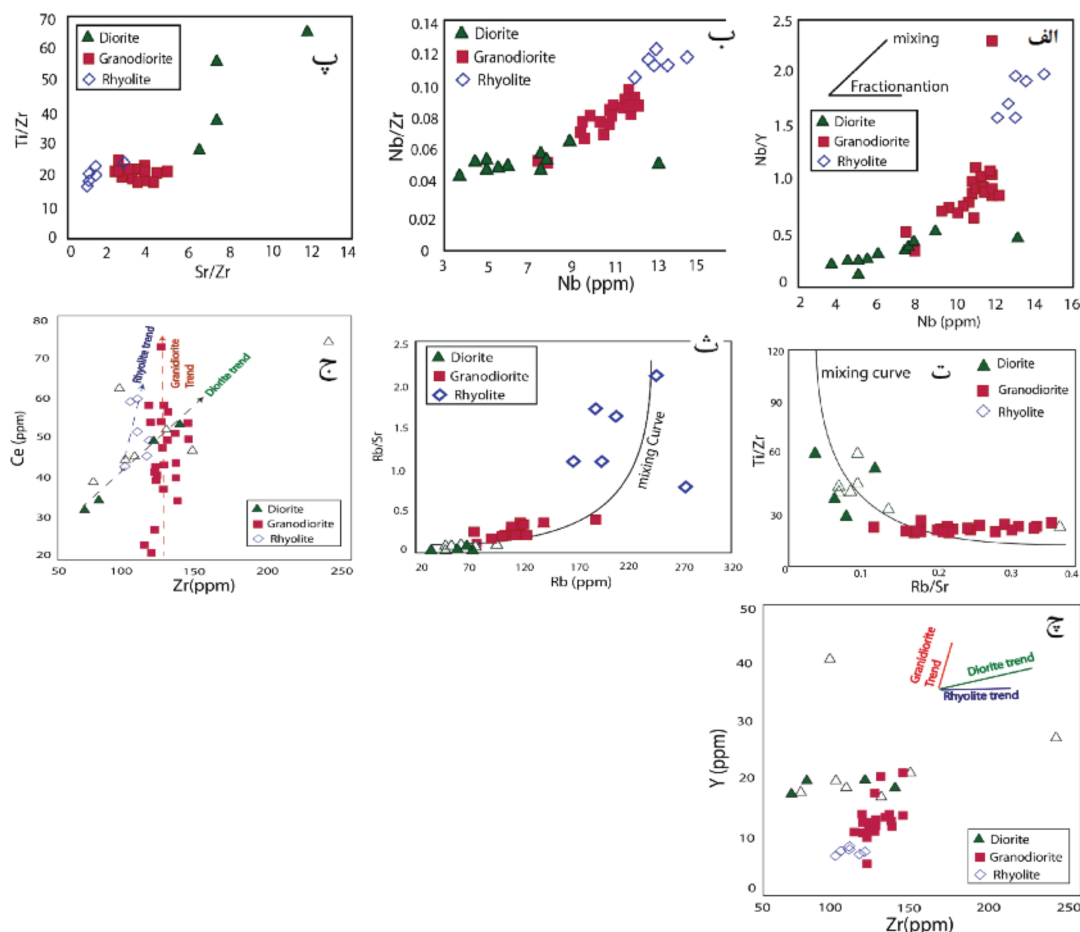
پدیده آمیختگی در شیمی سنگ کل نمونه‌ها نیز قابل بررسی است. همه نمودارهای SiO_2 نسبت به اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و الگوی REEها (شکل‌های ۶ و ۷)، جدای از اختلاف‌ها، نشان از همبستگی زایشی همه توده‌های نفوذی در منطقه دارند. بر اساس نتایج تجزیه سنگ کل توده‌های متفاوت ولی هم خاستگاه که دچار آمیزش ماگمایی شده‌اند، [۳۴-۳۶]، در نمودارهای Nb/Y نسبت به Nb [۳۴]، Nb/Zr نسبت به Nb [۳۵] و Ti/Zr نسبت به Sr/Zr [۳۶]، روند شیبدار نمونه‌ها نشانه مهمی از فرآیند آمیختگی است، ولی اگر در راستای یک خط افقی مستقیم قرار بگیرند، به احتمال بسیار ماگمای فلسی از یک ماگمای مافیک تنها بر اثر فرآیند جدایش بلوری تشکیل شده است. نمونه‌های حدواسط- مافیک تا فلسی منطقه مورد بررسی روند خطی افقی را نشان نمی‌دهند و این دلیلی دیگر بر اثر آمیزش ماگمایی در تشکیل توده‌های گرانودریوریتی و با اثر کمتر در توده ریولیتی است. همخوانی نمونه‌ها با منحنی‌های آمیختگی در شکل‌های ۹ ت و ث [۳۷] و الگوی بی‌نظم کاهشی Na_2O نسبت به SiO_2 (شکل ۶)، از دلایل زمین-شیمیایی برای تأیید آمیزش ماگمای گرانودیوریتی، دیوریتی و ماگمای مافیک‌تر است. نمودارهای Zr نسبت به Y و Ce (شکل‌های ۹ ج و چ) نیز روند پراکنده‌ای را نشان می‌دهند که می‌تواند به دلیل آمیختگی، ذوب بخشی، هضم و آلایش همراه با جدایش بلوری باشد، زیرا اگر جدایش تنها عامل تکامل ماگماهای هم خاستگاه باشد، روند این دو نمودار افزایشی پرشیب است. در این نمودارها، روند دیوریت‌ها تقریبا پرشیب و افزایشی است و می‌توان گفت که در تکامل دیوریت‌ها جدایش نسبت به دیگر عوامل، نقش پر رنگ تری داشته است.

1 -Chilled margin

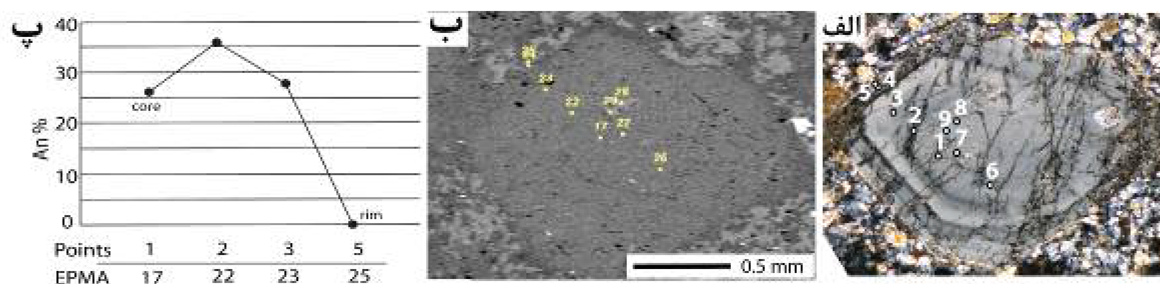
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.9.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.385]

جدول ۳ نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی با دستگاهEPMA ، (بر حسب درصد وزنی).

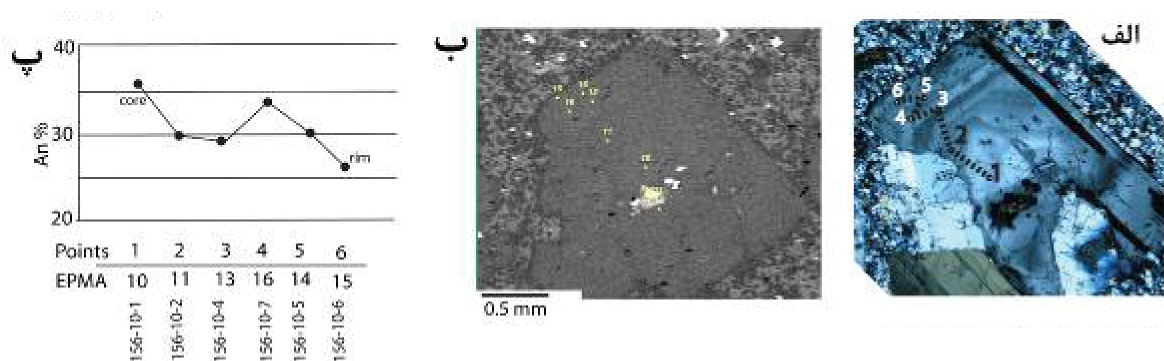
point	17	22	23	25	10	11	13	16	14	15	81	82	83	84	85	86	87	88	89
sample	156-3-1	156-3-1	156-3-2	156-3-4	156-10-1	156-10-2	156-10-4	156-10-7	156-10-5	156-10-6	156-up3-1	156-up3-2	156-up3-3	156-up3-4	156-up3-5	156-up3-6	156-up3-7	156-up3-8	156-up3-9
SiO2	۶۱٫۹۵	۵۸٫۸۰	۶۰٫۵۹	۶۴٫۹۴	۵۸٫۹۳	۶۱٫۱۴	۶۱٫۰۱	۶۰٫۰۸	۵۹٫۳۶	۶۱٫۶۵	۶۰٫۳۲	۶۰٫۳۴	۵۷٫۴۶	۵۹٫۸۵	۵۹٫۱۲	۵۷٫۲۸	۶۰٫۴۶	۶۰٫۳۲	۶۰٫۵۶
Al2O3	۲۴٫۰۴	۲۵٫۵۱	۲۴٫۲۷	۱۸٫۴۳	۲۶٫۰۴	۲۴٫۶۷	۲۴٫۶۱	۲۵٫۳۷	۲۴٫۹۰	۲۴٫۲۱	۲۵٫۵۵	۲۵٫۳۹	۲۷٫۴۲	۲۵٫۷۷	۲۶٫۲۰	۲۷٫۴۰	۲۵٫۴۷	۲۵٫۶۵	۲۵٫۵۲
FeO	۰٫۲۳	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۱۰	۰٫۲۲	۰٫۲۶	۰٫۲۴	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۲	۰٫۲۵	۰٫۲۶	۰٫۲۵	۰٫۲۸	۰٫۲۰	۰٫۱۹
MgO	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
CaO	۵٫۴۷	۷٫۴۴	۵٫۹۱	۰٫۰۳	۷٫۷۸	۶٫۲۴	۶٫۱۴	۶٫۹۸	۶٫۲۴	۵٫۶۷	۷٫۲۷	۷٫۲۱	۹٫۴۰	۷٫۵۶	۸٫۰۷	۹٫۴۴	۷٫۱۹	۷٫۳۵	۷٫۰۸
Na2O	۸٫۱۳	۷٫۲۲	۸٫۱۹	۰٫۹۹	۶٫۸۱	۷٫۶۶	۷٫۷۲	۷٫۳۵	۷٫۶۲	۸٫۱۳	۷٫۳۶	۷٫۳۵	۶٫۱۱	۷٫۰۶	۶٫۸۰	۶٫۱۲	۷٫۳۱	۷٫۴۰	۷٫۶۰
K2O	۰٫۵۵	۰٫۳۴	۰٫۳۵	۱۴٫۸۹	۰٫۳۸	۰٫۵۳	۰٫۵۵	۰٫۴۰	۰٫۴۰	۰٫۳۶	۰٫۳۰	۰٫۴۳	۰٫۳۴	۰٫۴۲	۰٫۴۹	۰٫۳۳	۰٫۳۹	۰٫۲۴	۰٫۲۹
Total	۱۰۰٫۳۷	۹۹٫۵۵	۹۹٫۵۶	۹۹٫۳۸	۱۰۰٫۱۷	۱۰۰٫۵۱	۱۰۰٫۲۷	۱۰۰٫۴۰	۹۸٫۷۵	۱۰۰٫۲۳	۱۰۱٫۰۶	۱۰۰٫۹۸	۱۰۰٫۹۶	۱۰۰٫۹۲	۱۰۰٫۹۵	۱۰۰٫۸۳	۱۰۱٫۱۱	۱۰۱٫۱۶	۱۰۱٫۲۴
Si	۲٫۷۴	۲٫۶۴	۲٫۷۱	۳٫۰۰	۲٫۶۳	۲٫۷۱	۲٫۷۱	۲٫۶۷	۲٫۶۸	۲٫۷۳	۵٫۳۲	۲٫۶۶	۵٫۱۱	۲٫۶۵	۲٫۶۲	۲٫۵۵	۵٫۳۳	۲٫۶۶	۵٫۳۳
Al	۱٫۲۵	۱٫۳۵	۱٫۲۸	۱٫۰۰	۱٫۳۷	۱٫۲۹	۱٫۲۹	۱٫۳۳	۱٫۳۲	۱٫۲۶	۲٫۶۶	۰٫۸۸	۲٫۸۷	۰٫۹۰	۱٫۳۷	۰٫۹۶	۲٫۶۵	۰٫۸۹	۲٫۶۵
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe++	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Ca	۰٫۲۶	۰٫۳۶	۰٫۲۸	۰٫۰۰	۰٫۳۷	۰٫۳۰	۰٫۲۹	۰٫۳۳	۰٫۳۰	۰٫۲۷	۰٫۶۹	۰٫۶۸	۰٫۸۹	۰٫۷۲	۰٫۳۸	۰٫۹۰	۰٫۶۸	۰٫۶۹	۰٫۶۷
Na	۰٫۷۰	۰٫۶۳	۰٫۷۱	۰٫۰۹	۰٫۵۹	۰٫۶۶	۰٫۶۶	۰٫۶۳	۰٫۶۷	۰٫۷۰	۱٫۲۶	۱٫۲۶	۱٫۰۵	۱٫۲۱	۰٫۵۸	۱٫۰۶	۱٫۲۵	۱٫۲۶	۱٫۳۰
K	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۸۸	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳
Total	۴٫۹۹	۵٫۰۱	۵٫۰۱	۴٫۹۸	۴٫۹۹	۴٫۹۹	۴٫۹۹	۴٫۹۹	۵٫۰۰	۴٫۹۹	۹٫۹۷	۵٫۵۵	۹٫۹۸	۵٫۵۴	۵٫۰۰	۵٫۵۲	۹٫۹۷	۵٫۵۴	۹٫۹۹
Alb %	۷۰٫۶۰	۶۲٫۵۰	۷۰٫۰۷	۹٫۱۹	۵۹٫۹۴	۶۶٫۸۵	۶۷٫۲۹	۶۴٫۰۷	۶۷٫۲۵	۷۰٫۷۱	۶۳٫۵۹	۶۳٫۲۵	۵۳٫۰۰	۶۱٫۳۲	۵۸٫۷۲	۵۲٫۹۷	۶۳٫۳۶	۶۳٫۶۸	۶۴٫۹۵
Kfs %	۳٫۱۴	۱٫۹۱	۱٫۹۹	۹۰٫۶۵	۲٫۲۱	۳٫۰۶	۳٫۱۳	۲٫۳۱	۲٫۳۲	۲٫۰۳	۱٫۶۹	۲٫۴۶	۱٫۹۵	۲٫۴۰	۲٫۷۸	۱٫۸۸	۲٫۲۰	۱٫۳۶	۱٫۶۱
An %	۲۶٫۲۵	۳۵٫۵۹	۲۷٫۹۴	۰٫۱۶	۳۷٫۸۴	۳۰٫۰۹	۲۹٫۵۸	۳۳٫۶۲	۳۰٫۴۳	۲۷٫۲۵	۳۴٫۷۱	۳۴٫۲۹	۴۵٫۰۶	۳۶٫۲۹	۳۸٫۵۱	۴۵٫۱۵	۳۴٫۴۴	۳۴٫۹۵	۳۳٫۴۴



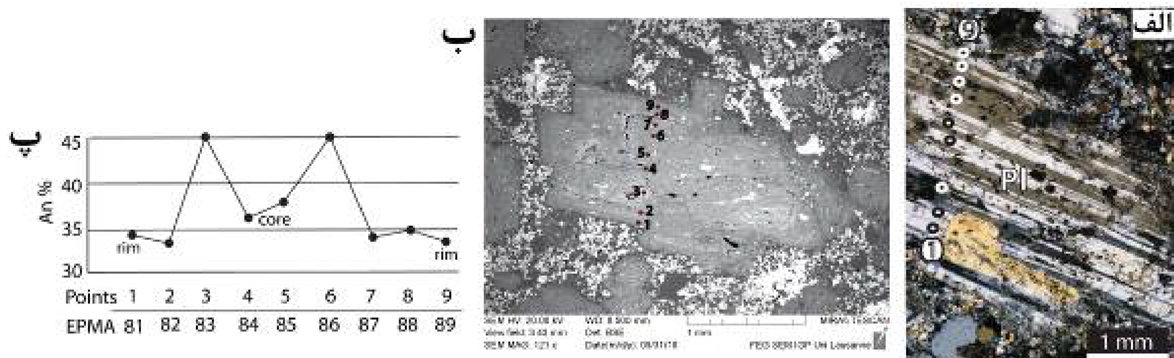
شکل ۹ الف: نمودار Nb/Y نسبت به Nb [۳۲] که در آن، نمونه‌های دیوریتی به نسبت افقی ولی نمونه‌های گرانودیوریتی و ریولیتی کاملاً شیبدار و افزایشی جانمایی شده‌اند ب: نمودار Nb/Zr نسبت به Nb از [۳۳] که نشان‌دهنده روند به نسبت افقی دیوریت‌ها و روند افزایشی غیر افقی نمونه‌های گرانودیوریتی و ریولیتی است. پ: جانمایی نمونه‌ها در نمودار Ti/Zr نسبت به Rb/Sr [۳۴]. ت و ث نمودارهای Ti/Zr نسبت به Rb/Sr و Rb/Sr نسبت به Rb [۳۵] که نشان‌دهنده آمیختگی هستند. ج و چ) در نمودارهای Zr نسبت به Ce و Zr نسبت به Y پراکندگی نمونه‌ها که نیز نشان می دهد که عوامل مختلفی در دگرگونی ماگما نقش داشته‌اند.



شکل ۱۰ الف) تصویر xPl میکروسکوپ قطبشی و ب) تصویر الکترون‌های پس پراکنده از مقاط تجزیه شده با دستگاه EPMA در پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی. پ) نمودار درصد آنورتیت که درصد آنورتیت در هسته حدود ۲۵ است و در منطقه رشدی لبه به ۳۵ درصد می‌رسد در محل ۲۲ (نقطه ۲)، همراه با آثار خوردگی، مقدار آنورتیت افزایش چشمگیری دارد.



شکل ۱۱ تصویر xPl میکروسکوپ قطبشی و ب) تصویر الکترون‌های پس پراکنده از مقاط تجزیه شده با دستگاه EPMA در پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی. پ) نمودار درصد آنورتیت که فراوانی آنورتیت به صورت نوسانی است و در محل ۴ (نقطه ۱۶) که تصویر میکروسکوپی منطقه تیره‌ای را نشان می‌دهد، افزایش می‌یابد.



شکل ۱۲ تصویر xPl میکروسکوپ قطبشی و ب) تصویر الکترون‌های پس پراکنده از مقاط تجزیه شده با دستگاه EPMA در پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی. پ) نمودار درصد آنورتیت که درصد آنورتیت به صورت نوسانی دیده می‌شود و در نقاط ۳ و ۶ همراه با آثار خوردگی، افزایش آشکاری دیده می‌شود.

برونبوم‌ها: بررسی نوع برونبوم‌ها نیز می‌تواند به درک شرایط آمیختگی کمک کند. براساس رده‌بندی برونبوم [۳۸]، برونبوم‌های توده گرانودیوریتی مورد بررسی، به دلیل شکل‌های تخم مرغی، لبه‌های مشخص، نداشتن قطعه‌های و کانی‌های دگرگونی، ریزدانه بودن و نبود لبه های واکنشی، از برونبوم‌های دانه ریز مافیک همسن با توده میزبان هستند. از دیدگاه سنگ نگاری، برونبوم‌های توده گرانودیوریتی در گستره دیوریت-گابرو و دیوریت تا مونزودیوریت قرار دارند. کانی‌های پلاژیوکلاز کلسیم‌دار، هورنبلند، زیرکن و کمی بیوتیت کانی‌های تشکیل دهنده اصلی بیشتر این برونبوم‌های ریزبلور مافیک هستند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.9.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.385]

مقدار کانی‌های مافیک بین ۴۰ تا ۵۰ درصد در تغییر است. آپاتیت‌های سوزنی کم و بیش در این برونبوم‌ها دیده می‌شوند. بیشتر هورنبلندها به کلریت دگرسان شده‌اند. بافت خال خال بافت شاخص برونبوم‌های مافیک منطقه بوده (شکل‌های ۳ پ و ت) که بسیار شبیه به بافت نمونه ED108 است (شکل‌های ۳ الف و ب). بافت ریز دانه‌ای در بیشتر برونبوم‌ها دیده می‌شود. پژوهشگران بر این باورند که سوزنی بودن آپاتیت نشانه سرد شدن سریع ماگمای برونبوم و مشخصه آمیزش ماگمایی است [۳۸-۴۰]. میانبارهای درشت‌بلور پلاژیوکلاز و لبه‌های دندانه دار نیز شواهدی دیگر بر آمیختگی هستند. از طرفی، منطقه بندی بودن پلاژیوکلازها و نبود کانی‌های دگرگونی آذرین بودن این برونبوم‌ها را قطعی می‌کند. پیشتر قربانی [۶] نیز با مقایسه ترکیب شیمیایی برونبوم‌های منطقه باغو و توده‌های گرانودیوریتی نتیجه گرفته است که تغییر ترکیب بین ابن دو ماگما تدریجی است و هر دوی این سنگ‌ها از جدایش ماگمای مافیک مشترکی شکل گرفته‌اند.

برداشت

بر اساس بررسی‌های صحرایی، سنگ نگاری و تحلیل نتایج تجزیه سنگ کل، توده گرانودیوریتی، گنبد ریولیتی (میزبان‌های فیروزه) و توده دیوریتی در معدن فیروزه-طلای دامغان از خاستگاهی مشترک شکل گرفته و در پی صعود، دچار جدایش بلورین و آمیختگی شده‌اند. جدایش کانی‌های الیوین، زیرکن، پیروکسن، پلاژیوکلازکلسیمی، هورنبلند و آپاتیت در تشکیل ماگمای گرانودیوریتی و ریولیتی و آلایش پوسته‌ای در تشکیل گنبد ریولیتی نقش مهم‌تری داشته‌اند. بر پایه شواهد صحرایی، تحلیل داده‌های زمین شیمیایی سنگ کل (مقادیر Nb/Zr و Nb/Y نسبت به Nb و Ti/Zr نسبت به Sr/Zr و Rb/Sr)، آپاتیت‌های سوزنی و منطقه‌بندی معکوس و نوسانی در پلاژیوکلازهای با منطقه‌بندی و نوع برونبوم‌های توده گرانودیوریتی، احتمال آمیزش ماگمای گرانودیوریتی و ماگمایی مافیک بسیار بالاست.

قدردانی

نویسندگان قدردان مدیر عامل شرکت طلای ایران، آقای نقشینه، دانشگاه تبریز و وزارت علوم، تحقیقات و فناوری برای تسهیل شرایط اعزام به فرصت مطالعاتی نویسنده اول به کشور سوئیس هستند. آن‌ها همچنین از دکتر لوکاس بومگارتنر به دلیل فراهم آوردن شرایط فرصت مطالعاتی نویسنده اول، از بنیتا پوتلیتس، الکسی اولینوو و الیور روبی در دانشگاه لوزان سوئیس و در پایان از داوران محترم برای نظرات و داوری‌های گرانقدرشان سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

[1] Heidari SM., Mossavi Makooi SA., Mirzakhanian M., Rasoli F., Ghaderi M., Abadi AR., *A review of tectono-magmatic evolution and gold metallogeny in the inner parts of Zagros orogeny:a tectonic model for the major gold deposits,w Iran*, Eurasian Mining,1(2006) 3-20.

[2] Hushmandzadeh A., Alavi-Naini M., Haghipour A., "*Geological evolution of Torud area with 1:250000 scale map of Torud*, Tehran, (1978), Geological Survey of Iran (in Persian).

[3] Eshraghi S.A, Jalali A, "*Geological map of Moalleman",* 1:100,000 ,Geological (2006), Survey of Iran.

[4] Najjaran M., "*Geochemistry and genesis of Baghu turquoise deposit (Damghan)",* M.Sc. Thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran, (2000)150 pp, (in Persian).

[5] Liaghat S., sheykhi V. and Najjaran M., "*Petrology, gheochemistry and genesis of Baghu turquoise, Damghan"*, Journal of Science, University of Tehran, (2008)133-142, (in Persian).

[6] Ghorbani Gh., "*Petrology of magmatic rocks from south of Damghan"*, Unpublished Ph.D thesis in geology/petrology, Faculty of earth science, Shahid Beheshti University, (2005) 356 p

[7] Ghorbani G., Vossoghi Abedini M., Ghasemi H., "*Geothermobarometry of granitoids from Torud-Chah shirin area (south Damghan)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 13-1 (2005) 95-106.

[8] Ghorbani G., "*Chemical composition of minerals and genesis of mafic microgranular enclaves in intermediate - acidic plutonic rocks from Kuh -e- Zar area (southeast of Semnan",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 15-2 (2007) 293-310.

[9] Emamjomeh A., Jahangiri A., Moazzen M., "*Geochemistry and geological setting of turquoise hosted intrusive bodies in Damghan (Baghou) turquoise-gold mine, Torud- Chah Shirin volcano-plutonic segment",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy (under published).

[10] Aghanabati A., "*Geology of Iran"*, Geological survey of Iran, (2004), ISBN: 9646178138.

[11] Khademi M., "*Structural characteristics and tectonic setting of Toroud area, south of*

Cretaceous granodiorite and associated dioritic dikes in the Hongqilafu pluton, northwestern Tibetan Plateau:a case for crust-mantle interaction", Lithos, 260 (2016) 300-314.

[23] Baxter S., Feely M., "*Magma mixing and mingling textures in granitoid: examples from the Galway granite, Connemara, Ireland"*, Mineralogy and Petrology, 76 (2002) 63-77.

[24] Wilson M., "*Igneous petrogenetic"*, Chapman & Hall, (1989) 466p.

[25] Henderson P., "*Inorganic geochemistry"*, Pergamon, Oxford,(1982) 353 p.

[26] Rolinson H.R., "*Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation",* Longman Scientific and Technical, London (1993).

[27] Janousˇek V., Braithwaite C.J.R., Bowes D.R., Axel Gerdes A., "*Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sa´zava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic"*, Lithos 78 (2004) 67– 99.

[28] Inger S., Harris N. B. W.*, "Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya",* Journal of Petrology,34 (1993) 345–368.

[29] Davidson J., Turner S., Plank T., "*Dy/Dy*: Variations Arising from Mantle Sources and Petrogenetic Processes"*, Journal of Petrology, 54(3), (2013) 525-535.

[30] Jarrar G., Manton W.I., Stern R.J., Zachmann D., "*Late Neoproterozoic A-type granites in the northernmost Arabian-Nubian Shield formed by fractionation of basaltic melts",* Chemie der Erde Gheochemistry (2006).

[31] Chappell B.W., A.J.R. White, "*I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt",* Earth Environ Sci Trans R Soc Edinb 83(1992) 1–26.

[32] Pitcher W.S., "*The Nature and Origin of Granite"*, Springer Netherlands (1997).

[33] Vernon R.H., "*Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence",* J. Geophys. Res. 95 (1990) 17849 – 17859.

[34] Treuil M., Joron J.L., "*Utilisation des elements hygromag-matophiles pour la simplification de la modelisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la Dorsale Medioatlantique. Rend*. Soc". Ital. Mineral. Petrol. 31 -1, (1975) 125–174.

[35] Singer B.S., Leeman W.P., Thirlwal M.F., Rogers N.W., "*Does Fracture Zone Subduction Increase Sediment Flux and Mantle Melting in Damghan"*, Unpublished Ph.D thesis in Tectonic, Shahid Beheshti University, Tehran, (2007) 209 pp.

[12] Niroomand S., Hassanzadeh J., Tajeddin H.A., Asadi S., "*Hydrothermal evolution and isotope studies of the Baghu intrusion-related gold deposit, Semnan province, north central Iran"*, Ore Geology Reviews, (2018), doi: 10.1016/j.oregeorev.2018.01.015

[13] Moradi S., Hassannejad A.K., Ghorbani G., "*Investigation of mineralogy and geothermometry of quartz and tourmaline veins at the Baghu area, southeast of Damghan",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24-4 (2017) 661-674, (in Persian).

[14] Taghipour B., "*Tourmaline-turquoise paragenesis in the phyllic alteration zone, copper, gold deposit, Kuh-Zar, South of Semnan",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy. 23-1(2015)3-14.

[15] Whitney D.L., Evans B.W.," *Abbreviations for names of rock-forming minerals',* American Mineralogist, 95, (2010) 185–187.

[16] De la Roche H., Leterier J., Grandclaude P., Marchal M., "*classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses — Its relationships with current nomenclature",* Chemical Geology, 29 (1980) 183—210.

[17] Rouhbakhsh Iradi P., Karimpour M. H., Malekzadeh Shafaroudi A., "*Mineralization and fluid inclusion studies in the northern part of the Kuh Zar Au-Cu deposit, Damghan (Firuzeh-Gheychi area)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26-3 (2018) 611-624.

[18] Harker A., "*The natural history of igneous rocks",* Methuen and Co. London (1909).

[19] Sun S.S., McDonough W.F., "*Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes",* Geological Society of London, No. 42-1 (1989) 313-345.

[20] Rudnick R.L., Gao S., "*Composition of the continental crust: Treatise on Geochemistry"*, 3, (2003)1–64.

[21] Taylor S.R., McLennan S.M., "*The Continental Crust: Its Composition and Evolution: An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks",* Oxford, Blackwell Scientific, (1985) 312 p.

[22] Li J.Y., Niu Y.L., Hu Y., Chen S., Zhang Y., Duan M., Sun P., "*Origin of the late Early*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.9.8]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.385]

Eastern Anatolia (Turkey): Implications for magma evolution in extension-related origin", Lithos, 296/299 (2018), 332-351.

[38] Didier J., Barbarin B., "*The different types of enclaves in granites—nomenclature*. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology",* Elsevier, Amsterdam, (1991)19 – 24.

[39] Vernon R.H., „*Microgranitoid enclaves in granites–globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment",* Nature 309, (1984) 438 – 439.

[40] Reid J.B., Evans J.O .C., Fates D.G., "*Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California"*, Earth and Planetary Science Letters, 66 (1983) 243-261.

Subduction Zones? Trace Element Evidence from Aleutian Arc Basalt" In book: Subduction Top to Bottom Edition: Monograph 96 Publisher: American Geophysical Union Editors: G.E. Bebout, D. Scholl, S. Kirby, J.P. Platt (1996).

[36] Karsli O., Chen B., Aydin F., Sen C., "*Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting",* Lithos, 98 -1-4, (2007)67-96.

[37] Kaygusuz A., Aslan Z., Aydınçakır E., Yücel C., Gücer M.A., Şen C., "*Geochemical and Sr-Nd-Pb isotope characteristics of the Miocene to Pliocene volcanic rocks from the Kandilli area,*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.9.8]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.385]